

# أشكال السطح

## دراسة في أصول الجيومورفولوجيا

جودة فتحى التركمانى

أستاذ الجغرافيا الطبيعية  
كلية الآداب - جامعة القاهرة



دار الثقافة العربية  
القاهرة ٢٠١١

الطبعة الثالثة



*mohamed khatab*

إهداء ٢٠١١  
دار الكتب و الوثائق القومية  
جمهورية مصر العربية

# أشكال السطح

## دراسة فى أصول الجيومورفولوجيا

الدكتور

جودة فتحى التركمانى

أستاذ الجغرافيا الطبيعية - كلية الآداب

جامعة القاهرة

الطبعة الثالثة

القاهرة

٢٠١١

---

اسم الكتاب : أشكال السطح  
دراسة في أصول الجيومورفولوجيا  
المؤلف : أ.د. جودة فتحي التركماني  
رقم الإيداع : ٢٤١٤٤/٢٠١٠  
الترقيم الدولي : 8-322-222-977  
حقوق الطبع والنشر محفوظة للمؤلف

---

دار الثقافة العربية

القاهرة ٢٠١١

## المقدمة

تعتبر الدراسات الجيومورفولوجية من الدراسات العريقة فى مجال الجغرافيا، وقد تناول الجغرافيون بعض جوانب منها وبعض العمليات وبعض الأشكال ووصفوا الكثير منها، بل وتضمنتها أشعارهم. وما أن بدلت الجغرافيا كظم فى التوسع والتعمق حتى أصبحت له فروعاً عديدة ومنها الجيومورفولوجيا الذى بدأ ينفرد كفرع من فروع الجغرافيا منذ قرابة قرن من الزمان.

والكتاب الذى بين أيدينا الآن يعالج معظم الأشكال الرئيسية التى يهتم بها علم الجيومورفولوجيا يسير بمنهج أصولى فى معالجة الأشكال التى أنتجتها العوامل المختلفة، وفى نفس الوقت بمطومات حديثة وعصرية، وبطرق وصفية وأساليب رياضية بما انتهى إليه هذا العلم فى أواخر القرن العشرين.

والكتاب فى طبعته الثالثة قد تم تنقيحه، وتصحيح الأخطاء اللغوية، والأخطاء المطبعية، وتوضيح بعض المفاهيم كل فى موضعه، وضبط مواضع توثيق الجداول والأشكال المعبرة، وإعادة رسم بعض الأشكال وإخراجها بشكل أفضل وإزالة بعض الخرائط والأشكال المجسمة للتعبير وزيادة الإيضاح.

**المؤلف**



## الفصل الأول

الجيومورفولوجيا : الفروع والمجالات





## تطور الفكر وفروع العلم

كانت الدراسات الجيومورفولوجية في الماضي وصفية، وتلحق بصميم الدراسات الجغرافية تارة، وتشير إليها للدراسات الجيولوجية بين ثناياها تارة أخرى، ولم تكن لها نظرية أو قواعد وقوانين تحكم أفكار هذا العلم قبل القرون الثلاثة الماضية. ومع تطور العلم، والميل إلى التخصص بدأت الجيومورفولوجيا تأخذ شخصيتها المستقلة بين الدراسات الجغرافية حتى أصبح لها متخصصون وعلماء ركزوا اهتمامهم بهذا العلم.

فقد كانت الدراسة الجيومورفولوجية تُضمّن مع الدراسات الجغرافية الأخرى، وحينما أصبحت الجغرافيا الطبيعية بكل فروعها تنشر في مستوى واحد كانت الدراسة الجيومورفولوجية تأخذ النصيب الأكبر، حتى أصبح كل فرع من فروع الجغرافيا ينشر في دراسة مستقلة، وهنا ظهرت الكتب التي تتخصص في الدراسة الجيومورفولوجية سواء الأصولية منها أو التطبيقية.

### الفكر الجيومورفولوجي<sup>(١)</sup> الحديث :

يعتبر البرخت بنك A.Penck وهو ألماني الأصل أول من ألف كتاباً في الجيومورفولوجيا وترجم تلاميذه المصطلحات السلوفاكية إلى الألمانية من لغة السلاف، ثم انتقلت إلى الفرنسية والإيطالية وإلى لغات أخرى. أما رائد الجيومورفولوجيا الحديثة فهو جيمس هاتون. وقد ظهرت مدرستان في الدراسة الجيومورفولوجية، الأولى منها اعتنقت مبدأ الطفرة والثانية أخذت بمبدأ التدرجية.

وظلت الدراسات في الجيومورفولوجيا لفترة طويلة في الماضي تشير إلى أن الأشكال الأرضية مثل المسيلات المائية والخرائق وغيرها باعتبارها من أشكال السطح

---

(١) كلمة Geomorphology هي كلمة يونانية الأصل وتكتب Ghomorfologia وتعني في اليونانية علم جمال الأرض، وأصبح المسمى لشهد جيومورفولوجيا.

التي نشأت بطريقة فجائية، وأن كل ما أصاب سطح الأرض وادى إلى تقطعها قد حدث بشكل سريع، وعرفت هذه المدرسة في الجيومورفولوجيا باسم مدرسة الطفرة Catastrophists وظل فكر هذه المدرسة حتى بدايات القرن التاسع عشر.

وجاءت مجموعة أخرى اعتقدوا بأن قوى العوامل الطبيعية التي تمارس نشاطها يومياً وببطء شديد تكون كافية تماماً لحدوث تغيرات كبيرة على سطح الأرض بعد أن تمارس عملها لفترة طويلة من الزمن تكون كافية لحدوث هذا التغير، وعرفت هذه المدرسة التي تبنت هذه الأفكار باسم مدرسة التطور البطيء Uniformitarianism والتي أخذت بمبدأ التكريرية. وقد استمدت هذه المدرسة أفكارها من التغيرات الجيومورفولوجية التي تحدث في الأشكال الأرضية والتي يصعب على الفرد خلال فترة حياته القصيرة أن يلاحظها أو يتبعها، ولكن تراكم الأحداث يؤدي في النهاية إلى وضوح التغير، وما أقصر عمر الإنسان في ملاحظة مثل هذه التغيرات.

وترجع أفكار مدرسة التطور التكريري البطيء إلى كتابات جيمس هاتون في إسكتلندا، وهو من أشهر مفكري الجيولوجيا، ولاقت أفكاره الجديدة قبولاً لدى الجغرافيين.

فقد شرح هاتون العمليات الجيومورفية Geomorphic Agents البطيئة في التعرية الهوائية على سطح الأرض، ووصف تأثير عملية التجوية التي يحدثها الغلاف الهوائي، والتجوية الكيميائية التي تقوض الصخر، وتتميز السطح بطرق مختلفة، وعمليات للتآكل والنحت وتكوين التربة بفعل العمليات الميكانيكية والكيميائية للمياه. كما تناول هاتون أيضاً فعل المياه الجارية في نحت ونقل الرواسب من القارات إلى المحيطات، وعملية هبوط الرواسب الخشنة ثم الناعمة في عملية إرسائها بالمحيطات والبحار بشكل متدرج وعملية تجمعها البطيء وتمكاسها حتى تكون لنا صخوراً رسوبية بعد ذلك، وأطلق على هذه العملية دورة

التقويض والبناء. المهم أن هاتون وجه الأنظار إلى مقارنات ذات أهمية في الدراسات الجيومورفولوجية والتي ما زالت تمثل حتى اليوم أساساً للبحث والدراسة الجيومورفولوجية لأشكال عديدة على سطح الكرة الأرضية (Zittle, 1968, p.14).

وقد اعتمد وليم موريس ديفز Davis على أفكار كثيرة مما وردت في دراسات هاتون، وتقرّد ديفز بأراء جديدة في الفكر الجيومورفولوجي والتي ما زالت تمثل حتى اليوم أساساً للبحث (Zittle, 1968, p.14).

وقد اعتمد وليم موريس ديفز Davis على أفكار كثيرة مما وردت في دراسات هاتون، منها أن الحاضر مفتاح الماضي The present is the key to the past أي أن الصورة الحالية للأشكال الجيومورفولوجية تعكس ما تعرضت له هذه الأشكال من عمليات، وبالتالي نوعية العامل الذي كونها، وإمكان استنتاج طريقة التكون ومرحل التطور التي لوصلت المظهر للتضاريسي إلى هذه الصورة. كما أخذ ديفز بمبدأ التطور التدريجي البطيء الذي قدمه هاتون للجيومورفولوجيين. وقد أظهر ديفز في كتاباته أيضاً اختلاف أشكال السطح حسب العوامل التي تحكمها وهي : البنية Structure والتركيب الجيولوجي، والعمليات Processes التي تتعرض لها الأشكال عن طريق عوامل تمارس نشاطها على السطح، وأخيراً المراحل التي تمر بها الأشكال stages (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ٥١).

وقد ظهر أحد أصدقاء هاتون الذين اهتموا بدراسة العلوم الرياضية وهو جون بلايفير J.Playfair الذي قلم بأعادة طبع كتاب هاتون الذي ألفه عن نشأة الأرض وكان بعنوان illustration of the Huttonian theory of the Earth. وقد فيه شرح نظرية هاتون عام ١٩٠٢، ومميزاتها وأوضح الأسلوب والفكر الذي أورده هاتون في معالجته للموضوعات، وذكر بلايفير مقولته الشهيرة وهي : أن كل نهر يتكون من مجرى رئيسي، تغذية روافد متباعدة، وكل منها يجري في وادي مناسباً لحجمه، وتكون كلها نظم أودية بحيث يتصل كل منها بإحداها الأخرى (Lobecke, 1939, p.176).

وتعتبر فكرة قانون بلايفير السابق نكراً عن حقيقة جيومورفولوجية وهي اتصال المجاري النهرية بروافدها عن طريق وصلات. وقد اختير نظريته من خلال دراسته للخوانق في الأقاليم الجافة، وجمع بلايفير ملاحظاته مستنتاجاً بعض الأفكار التي نكرها هاتون على فعل العوامل البطيئة التي ينتج عنها تغيرات جيومورفولوجية تراكمية عبر الزمن، مما مهد الطريق أمام بلايفير للوصول إلى النظم النهرية من جهة، وسطوح للتسوية Peneplains من جهة أخرى.

### العلاقة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا :

أشار لوبك ١٩٣٢ إلى علاقة هذا العلم بالجيولوجيا ونكر بأن علم الجيومورفولوجيا ينتمي جزئياً إلى علم الجيولوجيا والذي إنمى أساساً عن علم الجغرافيا وهي بمثابة الأم الكبرى. ويعتبر هذا العلم الذي يهتم بدراسة الأشكال الأرضية وملامح سطحها بمنظور الجيولوجي المتخصص وعلاقته بعلم المعادن وعلم الصخور petrology، وعلم النبات القديم، وعلم الطبقات. وتضيف كل من الجيولوجيا البنائية والجيولوجيا للديناميكية معلومات للفهم الجيد للجيومورفولوجيا، وذلك عن طريق شرح تطور ملامح سطح الأرض، كما يظهر من شكل (١).

وهناك صلة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا في عدة جوانب منها :

- أن الجيولوجيا تزود بأنواع الصخور وخصائص كل نوع بما يمكن الجيومورفولوجيا من توظيفها في العمليات الجيومورفولوجية، وتفسير تباين معدلات التآكل حسب اختلاف درجة استجابة أنواع الصخور للتآكل والتقويض.

- أن الجيولوجيا توضح الصورة التصيلية للبنية من صدوع وانكسارات وفوالق والتي تمثل مواضع ضعف بنائي، تستطيع الجيومورفولوجيا من خلالها تفسير طريقة تكون بعض الملامح والأشكال ذات الأصل البنائي أو دور البنية في مساعدة العوامل الخارجية لقيامها بتشكيل السطح.

• أن الجيومورفولوجيا تكون بداية دراستها في أعلى السطوح الصخرية للفتحة الأرضية والتي تمثل نهاية للدراسة الجيولوجية، ولهذا فهناك تكامل جزئي حيث يشتركان في مادة للدراسة نفسها وهي الصخر سواء الصلب منه أو الراسب التي تفككت عنه.

• تزود الجيومورفولوجيا بدرسي الجيولوجيا بالتغيرات المعاصرة أو الحديثة أو في الماضي الجيولوجي القريب وميكانيكية هذا التغير من خلال قواعدها ونظرياتها الخاصة بتطور كل شكل من الأشكال الأرضية.

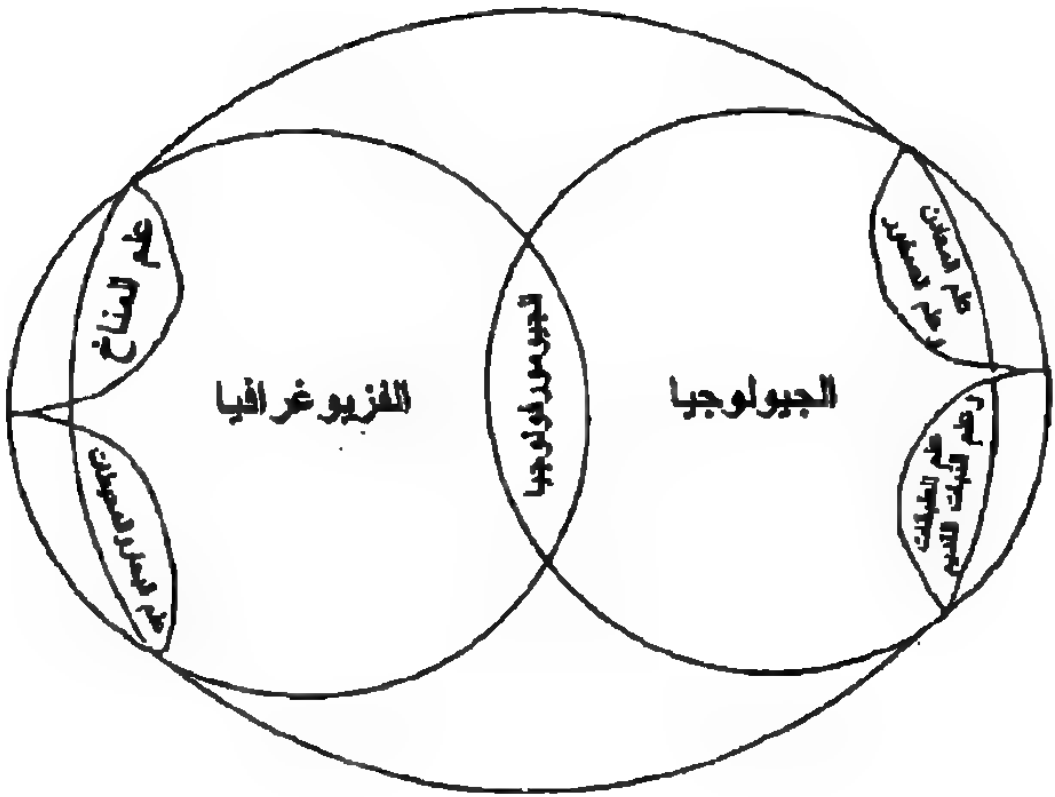
### العلاقة بين الجيومورفولوجيا والمناخ :

يزود المناخ علم الجيومورفولوجيا بخصائص العناصر والعوامل الجوية التي تؤثر في الصخر وتعمل على إيجاد العامل، وذلك من خلال الطاقة الناتجة عن هذه العناصر المناخية مثل طاقة الرياح أو الطاقة الشمسية المؤثرة في عملية التجوية.

وتتمثل أشكال وصور التكاثف في علم المناخ عوامل ذات فعالية في التجوية والنحت. فالبرد والأمطار والتساقط الثلجي والضباب كلها تحمل للرطوبة التي تؤثر في التجوية الميكانيكية والكيميائية وتعمل على إذابة أو تفكك الصخور.

ومن خلال سيادة الرياح في البيئات الجافة أو سيادة الأمطار أو التساقط الثلجي في البيئات المعتدلة تصبح هناك علاقة بين النطاقات المناخية وتوزيع الأشكال الجيومورفولوجية.

ومن خلال مجموعة الطرق أو التكنيك في الجيومورفولوجيا مثل التحليل المكاني، وتحليل العلاقة بين الشكل والعمليات الجيومورفولوجية ذات الصلة بالمشكلات الجيومورفية-المناخية، أصبح ينظر أيضاً للمناخ باعتباره مؤثراً وفعلاً فيما يعرف بعملية المناخ climate-process. ولهذا أصبح ينظر إلى الجيومورفولوجيا المناخية باعتبارها فرعاً جديداً للعملية الجيومورفولوجية (Derbyshire, 1976, p.4).



العلاقة بين الجيومورفولوجيا والجيولوجيا وأفرع علم الجغرافيا

شكل (١)

إن الجيومورفولوجيا ذات النشأة المناخية، والجيومورفولوجيا المناخية التقليدية تتجه نحو تصنيف شكل السطح في نطاقات عالمية محددة تحديداً مناخياً، ونباتياً أو ما يشار إليه بأنواع ومعدلات العمليات الجيومورفية وهي نتيجة لاعتبارات جغرافية وتأثيرات مناخية قديمة. فشكل السطح ورواسبها تحتاج في بعض الجوانب الضرورية لإعادة بناء كثير من الأحوال المناخية التي كانت سائدة في عصر البليستوسين سواء الثابتة أو المتحركة والتي تنسم بالديناميكية. كما أضافت الجيومورفولوجيا كثيراً من البارامترات أو المقاييس التي تمكن من قياس العلاقة بين المناخ العام والمناخ التفصيلي وتجمعات أشكال السطح.

ويعتمد حجم التباين المكاني لعمليات النحت على المتغيرات المناخية التي تعكس أن هناك أهمية كبيرة لتأثير كل من التساقط والجريان السطحي وعلاقته بالتساقط للموسم. كما أن هناك علاقة بين المتغيرات المناخية أو خصائص العناصر المناخية وكمية الرواسب المنقولة في المجارى المائية وحمولة المياه من الرواسب.

### العلاقة بين الجيومورفولوجيا والتربة :

أصبح علم التربة الآن علماً مستقلاً على يد المدرسة الروسية ورائدها ديكويوتشف، ويمثل علم الجيومورفولوجيا أحد فروع الجغرافيا حيث أصبح علماً داخل الوعاء الجغرافي الكبير الذي تبلور قبل علم التربة، ومع ذلك توجد علاقة مباشرة تربطهما، ويمكن توضيح العلاقة المتبادلة بين الجيومورفولوجيا وعلم التربة على النحو التالي :

#### (أ) دور علم التربة في دعم الجيومورفولوجيا :

- أن علم التربة يعزز الجيومورفولوجيا، حيث تلعب التربة دوراً بكونها منطقة اللقاء بين الغلاف الهوائي والعمليات الجيومورفولوجية الموجودة على السطح والصخر الذي يقع أسفل منها، لذا فإن قطاع التربة يعكس تاريخ الانسكيب.

وقد اشار تريكارث وكاليه Tricart & cailleux عام ١٩٧٢ إلى قانون هام لجيومورفولوجية للتربة وهو أن اللحت الكيمياء يمثل تقريباً نتاجاً لعمليات تشكيل للتربة بشكل مكثف، وأن التطور الطبيعي للتربات إنما يتم أساساً بحدوث تطور كبير بفعل اللحت الميكانيكى وهى عمليات جيومورفولوجية.

• إن الملامح للبيولوجية تزودنا بمعلومات هامة تساعد فى التعرف على تطور اللاندسكيب على المدى البعيد، وذلك من خلال التربات القديمة المدفونة Buried soils التى تمكننا من عمل إعادة تصور وبناء للصورة الماضية للبيئة القديمة التى كونتها، وبالتالي فإنها تعطينا أيضا هيئات وصور أصلية لحالة التبات أو عدم التبات الجيومورفولوجى للمنطقة.

• إن علم للتربة أصبح يزود الجيومورفولوجيا بالتغيرات الدورية والتي تحدث على فترات زمنية قصيرة وبشكل مكثف وتعمل على تطور اللاندسكيب، حيث تهتم الجيومورفولوجيا بالتوازن الديناميكي وعلم للتربة هو الذى يستطيع أن يمد لجيومورفولوجيا بهذه المعلومات الحيوية.

#### (ب) دور الجيومورفولوجيا فى علم للتربة :

يهتم علم الجيومورفولوجيا بتمييز وتحديد تاريخ نشأة الأشكال الأرضية والأسطح الجيومورفولوجية بدقة، وأشكال المسطح المختلفة Landforms ولذلك فهى تعطى علم للتربة بعض المؤشرات عن طول الفترة الزمنية التى استغرقتها عملية تكوين للتربة.

وقد طبقت هذه الطريقة على سبيل المثال على الكثبان الرملية، والركامات الجليدية، كما أن كثيراً من السهول الساحلية ارتبطت فى نشأتها بانخفاض مستوى سطح البحر فى عصور مختلفة وبمناسيب مختلفة أيضاً، والرواسب التى تكونت وتطورت تكون متشابهة. لذلك فالاختلاف فى اللون، والنسيج، والمكون المعدنى، فى تربة السهل الساحلى جنوب شرق الولايات المتحدة كلها تمكن من الفصل بين الرواسب الهوائية والبحرية والفيضانية.



إن التكامل بين علم التربة والجيومورفولوجيا أو ما يعرف باسم البحث البيوجيومورفي pedogeomorphic يعتمد أساساً على مناقشة أصل التربة، وحركة المياه على السطح، وحركة التربة على السطح، ومبدأ السلسلة cantina concept، وعلاقة التربة بحوض التصريف، حيث أن هناك علاقة ثلاثية بين المياه، وحببيات التربة، والمظهر التضاريسي أو وحدة سطح الأرض Land surface، وترتبط بها كلها عمليات جيومورفولوجية وبيدولوجية (Gerrard, 1981, p.187).

وقد أصبح علم التربة الآن يعتمد في تصنيفاته للتربة على أساس أنواع الأشكال الجيومورفولوجية، ولذا فإن الأشكال الجيومورفولوجية تمثل أساساً ضرورياً في التصنيف، حيث تختلف كل ظاهرة في مقدار تأثيرها بالعمليات سواء النحت أو الإرساب، وتختلف في العامل المكون لها، حيث تتراوح ما بين العامل الجليدي والعامل الفيضي أو النهري، وعامل الرياح، أو التجوية الموضعية وتأثير عامل الجاذبية الأرضية وينتج عنها كلها تربت متباينة.

فهناك تربة المدرجات النهرية، وتربة رواسب الأودية خاصة بطون الأودية الجافة، وتربة الكثبان والفرشات الرملية، وتربة اللويس وتربة المجروفات الجليدية، وتربة الهلاليات وكلها تربت مفقولة وتم لإرسابها، أما تربة الصفوح وتربة الأرصفة الصحراوية فهي تربة محلية موضعية نشأت في مكانها بعمليات التجوية، وكل منها يرتبط بمظهر جيومورفولوجي أثرت فيه عمليات جيومورفولوجية متميزة.

### فروع الجيومورفولوجيا :

نظراً للتطور الذي شهدته الدراسات الجيومورفولوجية من الدراسات الوصفية إلى الدراسات التحليلية، ومن الدراسات الإقليمية التي تناولتها الدراسات الأمريكية إلى الدراسات التفصيلية الدقيقة على مستوى المساحة الصغيرة ولأصغر وحدة مساحية facet، لذا فإن الدراسات الجيومورفولوجية أصبحت تنقسم بشئ من التركيز، وأصبحت هناك مجالات دراسية واسعة إما حسب العامل

الجيومورفولوجى أو حسب البيئة المناخية أو طبيعة الصخور التى تتكون منها وتتشكل فيها لظاهرة الجيومورفولوجية.

أولاً : فروع الجيومورفولوجيا حسب العامل الجيومورفولوجى :

توجد مجموعة من الدراسات الجيومورفولوجية على المستوى العالمى منها تنقسم إلى :

(١) جيومورفولوجية الأنهار Fluvial Geomorphology أو الجيومورفولوجيا النهرية وهى التى تهتم بدراسة الأشكال والعمليات التى تقوم بها مياه الأنهار والمراحل التطورية التى تمر بها أوديةها من شباب ونضج وشيخوخة، ومن رواد هذا الفرع وليم موريس ديفز، وليوبولد، وشتم، ومسترهلمر، وهورتون، وجريجورى.

(٢) جيومورفولوجية الصحارى Desert Geomorphology وهى التى تهتم بدراسة الأشكال الموزعة بالصحارى وبالمناطق الجافة، سواء تكونت الآن أو فى الماضى، وتوزيعها، وتصنيفها، والعمليات التى تقوم بها للرياح والأمطار القليلة والحرارة المرتفعة من تجوية ونحت ونقل وإرساب، والأشكال الجيومورفولوجية الموزعة بهذه المناطق الجافة، ومراحل تطور كل شكل منها، بالإضافة إلى دورة التعرية فى الصحراء على مستوى إقليمى كبير، ومن رواد هذا الفرع رونالد كوك R. Cook ولارين ونورنكامب وقد سبقهم باجنولا.

(٣) جيومورفولوجية السواحل Coastal Geomorphology : وتهتم بنشأة السواحل، وتصنيف السواحل، ودراسة العمليات الجيومورفولوجية الساحلية والعوامل المشكلة للمنطقة الساحلية، وأشكال النحت وأشكال الإرساب الشاطئية ومراحل تطور كل ظاهرة والعوامل المؤثرة فيها، ومن رواد هذا الفرع من الدراسات الجيومورفولوجية كولن كنج C. King، وكوتون Cotton، وجرين A.M. Green وله دراسات عن الجروف البحرية والحافات فى أواخر

للقرون التاسع عشر بالإضافة إلى شبرد وجونسون، وسونامورا في اليابان في الفترة المعاصرة.

(٤) جيومورفولوجية الجليد Glacial Geomorphology ويهتم هذا الفرع بدراسة نشأة غطاءات الجليد وتوزيع الحقول في الماضي والحاضر، وعمليات التجوية في المناطق الجليدية وأشكال التحت والإرساب التي يقوم بها الجليد ويعمل على تكوينها، وأثر الجليد على القشرة الأرضية وعلى التوازن الأرضي وعلاقته بتغير مستوى سطح البحر. ومن رواد هذا الفرع لويس أجاسيز ولنتيفز Antevs الذي درس آخر فترة من الفترات الجليدية في الزمن الرابع، وديمورسيه عام ١٩٤٢، بينما ألف لويس أجاسيز أضخم كتاب في جيومورفولوجية الجليد يحمل نفس العنوان السابق باللغة الإنجليزية.

(٥) المياه الباطنية وتشكيل السطح : فعلى الرغم من أنه لم يظهر فرع يعرف بجيومورفولوجية الكارست Karst Geomorphology ، إلا أن علم الجيومورفولوجيا يدرس المياه الباطنية كعامل جيومورفولوجي، وكيفية تكونها وتجمعها في الباطن، ونشاط هذه المياه في تجوية ونحت وتشكيل السطح مع التركيز على ظاهرة الكارست، والمراحل التطورية التي تمر بها عملية تكوينها، وخصائص السطح في كل مرحلة منها، والأشكال والصور الجيومورفولوجية الدقيقة المرتبطة بهذا المظهر، ومن رواد هذا الفرع يوفان شفبيك Jovan Cvijic في يوغسلافيا السابقة.

(٦) السفوح Slopes : وهي مجال للدراسة الجيومورفولوجية، حيث تتناول دراسة كيفية تكون ونشأة السفوح والنظريات التي تتناولها، والعمليات التي تحدث فوق السفوح في البيئات المختلفة مثل عمليات الإنهيار الأرضي، وترتبط هذه العمليات بعامل رئيسي هو الجاذبية الأرضية. وتدرس الجيومورفولوجيا أشكال السفوح، ومراحل تطورها، سواء في البيئات الجافة أو الرطبة، ومن رواد هذا الفرع من الدراسات الجيومورفولوجية يانج A. Young.

## ثانياً : فروع الجيومورفولوجيا حسب البيئة المناخية :

ظهرت فروع عدة تتخذ من للمناخ وتباين ظروفه أساساً لتوجه الدراسات الجيومورفولوجية، وظهر منها : الجيومورفولوجيا المدارية.

والجيومورفولوجيا للمناخية Climatic Geomorphology هي فرع ينظر للمناخ بنظرة شاملة على سطح الكرة الأرضية كمؤثر، وإلى سطح الأرض أو لليابس كجمال تأثير، وإذا فُهِمَ للدراسة تكون على هيئة نطاقات، ويتم معالجة دور المناخ في التجوية الكيميائية والميكانيكية، وعلاقة تطور السفوح وعمليات الانهيار الأرضي بالمناخ، واختلاف السلسلة الرسوبية للتربة والرواسب المفككة وعلاقتها بالتباينات المناخية.

- ويدرس هذا الفرع أيضاً علاقة المناخ وتأثيره على السفوح سواء تراجع سفوح جوانب الأودية، أو مائية السفوح ولأثر المناخ.
- ويدرس أثر المناخ على تشكيل شبكات التصريف وتباين الشبكات ونظم التصريف.
- ويدرس أثر المناخ على نظم التعرية وعلى العمليات والأشكال في مناطق الصخور المختلفة، سواء الجيرية، أو صخور القاعدة.
- ويدرس المناخ كعامل مؤثر في الأشكال الجليدية خاصة للحبات الجليدية.
- وقد يحدث نوع من التفرد في هذا الفرع لأحد مجالات الاهتمام كما حدث في ظهور ما يعرف باسم الجيومورفولوجيا المدارية Tropical Geomorphology والتي تتناول كافة الأشكال الجيومورفولوجية التي توجد في بيئة مناخية متشابهة أو بيئة واحدة، ودرجة استجابة كافة أنواع الصخور في هذه البيئة المتجانسة حيث ينتج لنا في النهاية العديد من الأشكال الجيومورفولوجية المتباينة.
- ولا تغفل الجيومورفولوجيا المناخية دور المناخ القديم والعالي في تشكيل الظاهرة وتغيرها عبر الزمن.

ثالثاً: فروع علم الجيومورفولوجيا حسب نوع الصخور وبنية المنطقة :

تعتمد هذه الفروع على الظروف البنائية المؤثرة في الشكل الجيومورفولوجي ومنها : الجيومورفولوجيا البنائية، جيومورفولوجية صخور القاعدة، وجيومورفولوجية الصخور الجيرية، والجيومورفولوجيا للتكتونية.

(١) الجيومورفولوجيا البنائية Structural Geomorphology ومن رواد هذا الفرع تريكارث Tricart ويهتم هذا الفرع بدراسة وضع الجيومورفولوجيا بين فروع علم الأرض، والعمليات التكتونية أو الباطنية وتوزيع القارات والمحيطات ونظريات نشأة كل منهما والخصائص الجيومورفولوجية لها من خلال الأبعاد والمساحات وتأثير العمليات الباطنية على القشرة الأرضية وعلى سطح الأرض. كما تتناول أيضاً المحيطات والأحزمة ونطاقات الانواء وأشكال السطح المتعلقة بها سواء الكتل الصاعدة والقلزرة أو الكتل الهابطة تكتونياً والكتل الصاعدة وعمليات للتقويض، والأحواض التكتونية والضغط والانتواء.

يهتم هذا الفرع أيضاً بدراسة الأقاليم المستوية والمسطحة The platform regions سواء من حيث بنيتها أو تطورها وخصائصها الديناميكية، والملاح الدقيقة المرتبطة بها مثل ملاح الأودية الاخودية، والطبوغرافيا الموجية The rhythm، والأحواض البنائية وخصائص الرواسب.

ويتناول هذا الفرع الصدوع والتحلل الكمي لعمدها ومحاررها وعرض واتساع الصدع والدور الجيومورفولوجي للصدوع والكسور والأشكال التكتونية المرتبطة بها مثل الحافات الصاعدة وحافات النحت، والسفوح وخصائصها.

كما تتناول الجيومورفولوجيا البنائية أيضاً دور البراكين في تشكيل سطح الأرض، وما تضيفه من رواسب وأشكال جديدة وتصنيف الرواسب البركانية إلى أنواع، وتصنيف البراكين حسب أشكالها الطبيعية، وما يطرأ على البراكين من

تغيرات بفعل العوامل الجيومورفولوجية، وعمليات التعرية للقواطع والسدود.

## (٢) الجيومورفولوجيا التكتونية Tectonic Geomorphology :

ومن رواد هذا المجال كليف أولير Cliff Ollier وذلك في أوائل الثمانينيات من القرن العشرين وهي تتناول للمجالات الآتية :

- ❖ نشأة القارات والمحيطات من خلال للنظريات والأدلة الجيولوجية والجغرافية.
- ❖ نظريات نشأة الجبال والهضاب.
- ❖ جيومورفولوجية الالتواءات والانكسارات، وما ينتج عنها من أشكال.
- ❖ العمليات والأشكال الجيومورفولوجية التي تحدث بسبب الحركات الباطنية مثل الانهيارات الأرضية Landslides، وأسطح التسوية.
- ❖ نشأة الأودية النهرية، وأماطها وعلاقتها بالأحوال التكتونية.
- ❖ تغيرات مستوى سطح البحر.
- ❖ عمليات نحت الأشكال الجيومورفولوجية ومعدلاتها وحركة للقشرة.

## (٣) جيومورفولوجية الحجر الجيري Limestone Geomorphology :

ومن رواد هذا الفرع ستيفن تروجيل St. Trudgill ويتناول للمجالات الآتية:

- العلاقة بين عمليات النحت والصخور الكربونية، وعلاقة هذه العمليات بمركب الصخور الكربونية، والاختلاف بين نوع الصخر، من للصخور المرجانية إلى الطحلبية والجيرية calcarenites وتفاوتها في استجابتها لعمليات النحت.
- العوامل والعمليات التي تحكم الإذابة في المناطق الجيرية.
- الأشكال والملاح الجيومورفولوجية التي تتشكل في الصخور الجيرية مثل الكهوف وحفر الإذابة.
- تصنيف الأشكال المكونة في الصخور الجيرية حسب العامل المكون لها مثل الأشكال الفيضية، والأشكال الساحلية، والملاح الجيومورفولوجية في الصحارى

والمكونة في صخور جيرية.

• تميل جيومورفولوجية الحجر الجيري إلى الجانب التطبيقي مثل المخزون للمائي والاستفادة منه، أو استخدامها في التحجير وكمواد بناء، ومنها أيضاً جيومورفولوجية السواحل الصخرية والتي تهتم بدراسة المظهر الساحلي للصخرى وتأثير الطاقة الساحلية والعوامل والعمليات على هذه الصخور من نحت وتشكيل وتكون ملامح جيومورفولوجية محددة.

(٤) جيومورفولوجية صخور القاعدة الأركية **Basement Geomorphology** :

رمجال هذا الفرع ينصب على للصخور الأركية، النارية منها والمتحولة، وما تتعرض من : عمليات التجوية والتفكك والتقشر وتكوين الشروخ.

• الأشكال الجيومورفولوجية التي تتكون فوق هذا النوع من الصخور مثل الأبراج، والكتل المكعبة، والمدرجات الصخرية، وفجوات نحت للرياح والحفقات الرأسية، إضافة إلى للقباب الصخرية الباطنية، ولامح السدود والقواطع للصخرية، والأشكال الهرمية والمكعبة وغيرها الكثير في البيئات الجافة منها والقاطلة، وتلك للرطوبة أيضاً، وللمخاريط البركانية والثلل البركانية، والفرشات النارية (البركانية) للبازية التي تكون مسطحة أو شبه مستوية.

رابعاً : الجيومورفولوجيا التطبيقية **Applied Geomorphology** :

وهو من أحدث فروع الجيومورفولوجيا، حيث بدأت تتجه إلى هذا النوع من الدراسة ذات الشخصية المستقلة في الدراسة الجيومورفولوجية لمعرفة إمكانية الاستفادة من المظهر الجيومورفولوجي والانعكاس خصائص وظروف الشكل أو للمح على النشاط البشري. ويهتم هذا الفرع بدراسة الجوانب الجيومورفية وعلاقتها بالمنفعة أو للخطر، مثال ذلك للتطبيقات الهندسية لدراسات التجوية، وعلاقة التجوية بالرواسب الاقتصادية، والجيومورفولوجيا ودراسات المياه الجوفية والرى فوق

المسؤول النهرية، والتأثير المتبادل بين الري والصرف والمياه الجوفية، وعملية التحكم في الأنهار ولغزها. ويهتم هذا الفرع أيضاً بدراسة ميكانيكيات التربة وعلاقتها بدراسة السفوح.

وفي مجال دراسة الصحارى يهتم هذا الفرع بتصنيف الأرض حسب مستويات مساحة مختلفة، وتقييم الأرض وتحليل الأرض، هذا بالإضافة إلى إدارة المشكلات الجيومورفولوجية في الصحارى.

ويدخل في هذا الفرع من المعرفة دور الجيومورفولوجيا في عملية المسح الجيولوجي ومسح التربة وتقسيمها إلى أنواع حسب للظاهرة الجيومورفولوجية .

وتهتم الجيومورفولوجيا التطبيقية أيضاً بالجوانب الهندسية وتوفير مواد إنشاء الطرق وهندسة السواحل والأنهار، والتضاريس كعامل في الأشكال الهندسية.

كما تهتم أيضاً بدراسة التخطيط والتنمية، واكتشاف المعادن من خلال الكشف عن العمليات الجيومورفية، ومسح المولد المختلفة.

ويهتم هذا الفرع أيضاً بطريقة استخدام البيئة الطبيعية والعلاقة بين الشكل والعملية من جهة وبين استخدام الأرض خاصة للريفي، من جهة أخرى.

ويدرس هذا الفرع العلاقة بين المتغيرات الجيومورفولوجية ونطاقات النبات الطبيعي، كما يدرس التخطيط الحضري للمدن في البيئات الجافة، وتجمع الموارد لاستخدامها في البناء والصناعة في المناطق الجافة، ومن رواد هذا الفرع في الثمانينيات فرستابن H.Th. Verstappen ومن رواد القرن العشرين أيضاً كل من ريتشارد كريج R. Craig وكرافت J.L. Craft ، ودورنكامب.

**خامساً : الجيومورفولوجيا البيئية Environmental Geomorphology :**

وهو من الفروع التطبيقية ذات الخصوصية الشديدة في الدراسة

الجيومورفولوجية، ويهتم بمجالات جغرافية عدة تتمثل في الآتي :



- العلاقة بين عمليات التربة واستخدام الأرض الريفي والحضري.
- دراسة المشكلات البيئية والكوارث والمخاطر المختلفة والمرتبطة بالعوامل والعمليات الجيومورفولوجية، مثل أثر التملح والمياه الجوفية والتجوية الملحية في البيئات الجافة على المنشآت العمرانية والطرق والزراعة في هذه البيئة.
- الجريان السطحي السريع وحمولة المياه والمشكلات الناتجة في البيئة الجافة.
- مشكلة زحف الرمال وحركتها وأثارها البيئية في المناطق الجافة.
- مشكلة الفيضانات العالية في البيئة الفيضية ونتائج التدمير.
- دراسة الأخطار الطبيعية الناتجة عن العوامل الباطنية مثل للزلازل والبراكين وأثرها على البيئة البشرية.
- دراسة أثر النحت وتراجع السفوح على العمران والطرق.
- الإدارة البيئية لأحواض التصريف.
- طرق التحكم في النحت الهوائي ونحت التربة.
- طرق حماية للسواحل، والإدارة الساحلية.
- وضع حلول لمشكلة التربة الدائمة للتجمد.
- إدارة السفوح mangement سواء لتخطيط السفوح أو لأغراض التحجير .
- صيانة سطح الأرض landscape conservation سواء المظهر الجيومورفولوجي المعرض للتقويض والذي يكون له قيمة بشرية، أو للرواسب نفسها معتملة في التربة الموجودة والمرتبطة بالشكل الجيومورفولوجي مثل تربة للمدرجات أو تربة المرتفعات.
- إظهار للقيمة العسكرية للأشكال الأرضية وإلى أي حد يمكن الاستفادة منها في

ميدان القتال وفي مسرح العمليات، سواء خصائص الشكل، أو العمليات الجيومورفولوجية التي يتعرض لها الشكل وتأثيرها على الآليات وعلى حركة الجنود وحفر الخنادق، والسيطرة على الأرض، وعلى المناورة.

- دور الجيومورفولوجيا في تحديد وتقويم الأخطار الطبيعية.
- دراسة دور الإنسان كعامل جيومورفولوجي في تعديل وتغيير سطح الأرض والأشكال الجيومورفولوجية، ودوره في الهمم والبناء.
- ومن رواد فرع الجيومورفولوجيا البيئية رونالد كوك ودورنكامب، وهوك J.M. Hooke، ودونالد كوتر D.R. Coates.

## الفصل الثانى

### العمليات والأشكال التكتونية



## العمليات والأشكال التكتونية

### أولاً: العمليات الباطنية السريعة :

تتمثل العمليات الباطنية السريعة في كل من الزلازل والبراكين، وكل منهما ترتبط به مجموعة من الأشكال التي ترتبط بالعملية حسب معدل سرعتها.

والزلازل عبارة عن هزات أرضية تحدث في باطن الأرض نتيجة تفاعلات بين المواد ذات العناصر المشعة، فيتولد انفجار بالباطن يعمل على تحريك وضع صخور الباطن مما يولد احتكاكاً بين الطبقات الصخرية، وينتج عن هذه الاحتكاكات هزات، وتنتقل هذه الهزات من الباطن إلى السطح، وفي كافة الاتجاهات، وتؤثر على السطح بدرجات مختلفة، وينتج عنها تدمير البيئة الطبيعية والبيئة البشرية إذا حدث بها زلازل، وينتج عن الزلازل تغيرات في أشكال السطح، سوف نكملها في نهاية هذا الفصل.

لما البراكين فهي إحدى الحركات الباطنية السريعة التي تحدث في القشرة الأرضية، سواء على أسطح القارات أو تحت قيعان مياه البحار والمحيطات، وذلك بدءاً من القيعان ويتم بناؤها بالاتجاه نحو مستوى سطح المياه. ولما كانت البراكين تخرج منها المصهورات، فإن هذه المولدة قد عملت على بناء ملامح وأشكال تضاريسية جديدة، وأصبح لها تأثيراً في تشكيل سطح الأرض بشكل واضح. ويمكن التعرف على الأشكال الجيومورفولوجية التي تكونت بفعل العاملين: الزلازل والبراكين كمعامل باطنية سريعة.

### الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن الزلازل :

#### (١) حافات زلازل Earthquake Scarps :

هي عبارة عن حافات صغيرة نسبياً، تتكون في المناطق التي تحدث فيها

الزلازل بكثرة. وتنشأ هذه الحافات نتيجة الزحزحة المباشرة للصخور أثناء حدوث الزلازل، وتسمى هذه الحافات حافات صدعية حقيقية، وتتكون أشكال كثيرة من الشقوق التي تتفتح أثناء حدوث الزلازل بسبب حدوث اندماج للسطح ذو النفاذية، وتتكون أحواض منقطة عند أقدام الحافات الصدعية الحديثة، وقد تتطور بها برك وبحيرات (Bloom, 1979, p.35). ومن أمثلة هذه الحافات تلك المنتشرة في نيوزيلندا، وقد يطلق عليها شقوق الزلازل. ومن أكثر مناطق العالم التي تحدث بها تكون هذه الحافات الإقليم المتوسطي لتركيا والذي يشرف على البحر المتوسط وفي إيران، وفي اليابان وشبه جزيرة السكا.

ويمكن عقد مقارنة بين حافات الزلازل وحافات الصدوع، فالأولى تكون محدودة الامتداد والثانية قد يكون لها امتداداً إقليمياً. وحافات الزلازل تكون قصيرة الطول وقليلة الارتفاع بينما الحافات الصدعية النشأة أكثر ارتفاعاً وأكبر طولاً. والفارق الثالث هو أن حافات الزلازل تحدث بشكل فجائي، بينما حافات الصدوع يتم تكوينها ببطء شديد.

(٢) الشقوق الأرضية fissures : وتوجد حيث تتفتح الأرض وينفصل الصخر، وتظهر التشققات فوق السطح، سواء في المناطق الصخرية أو في مناطق السهول والتربة الغضبية، وحتى في مناطق العمران من قرى ومدن وطرق وغيرها، وذلك بسبب حدوث الزلازل، ويكثر حدوث هذه التشققات في اليابان والمكسيك.

(٣) الانهيارات الأرضية : تتسبب الزلازل في حدوث انهيارات على المنحدرات، سواء منحدرات جوانب الأودية والحافات أو للجروف البحرية أو سفوح الجبال. ومن أمثلة الجروف البحرية التي حدث لها انهيار هي الجروف البحرية في شبه جزيرة السكا، حيث انهارت الجروف على طول امتداد سطح الصدوع التي تمتد في هيئة سلسلة من الصدوع، وذلك تحت تأثير التصدع بفعل

الزلازل، وتكونت إلى جانب هذه للصنوع سلسلة من التشققات.

يصنف الانزلاق الأرضى Landslide الناتج عن الزلازل إلى حوالي ١٤ نوعاً ذكرها كييفر (Keefer, 1984) منها :

- ١- سقوط الصخر rock fall، وتتم بحركة دائرية أو بالهبوط الحر للصخر.
- ٢- انزلاق الصخر. ٣- انهيار الصخور. ٤- الانزلاق الدوراني للصخر.
- ٥- تساقط التربة. ٦- انهيار التربة في المناطق الجليدية.
- ٧- انزلاق التربة. ٨- انزلاق للكتل الترابية.
- ٩- التنفق البطئ للتربة (زحفها). ١٠- الحركة الجانبية للتربة.
- ١١- التنفق السريع للتربة.
- ١٢- الانزلاق الأرضى تحت الظروف المائية subaqueous.

## الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن البراكين

### (١) للمخاريط البركانية Volcanic Cones :

تتفق المصهورات البركانية من باطن الأرض وتتراكم على السطح تباعاً، وتكون بذلك مخروطاً يختلف في درجات إحدار جوانبه من بركان لآخر، وتظهر هذه المخاريط في البراكين الفردية، ولذا فإن مخاريط الالفا البركانية غالباً تظهر في مناطق وجودها بهيئة مميزة، تثير من شكل السطح، وتقف بمثابة بناء على سطح الأرض كونه البركان.

وتختلف ارتفاعات هذه المخاريط حسب قوة البركان ودولم فترة انفجاره، وتكرر حدوث عمليات الانفجار نفسها، ولذا نجد أن ارتفاع بركان فيزوف في إيطاليا ٢٨٨٠ قدم وبرانكان ألتا يبلغ ارتفاعه ١٠٨٧٠ قدم، وعادة تكون مخاريط الالفا أكبر من مخاريط الرماد البركاني.

وبلاحظ أن الالفا تتجمد على أى منحدر، وتتمو بالاتجاه إلى أعلى، وإن كان

لديها القدرة على أن تتدفق على المناطق الخفيفة الانحدار في كل الاتجاهات، حيث نجد أنها تنحدر في جزر هاواي فوق مواضع لانحدارها أقل من ٥١°، وبشكل عام يصل متوسط الانحدار نحو ٥٦°.

وقد سجل أحد مخاريط الالافا التي ترجع فترة تكونها إلى ٢٧٠٠٠ سنة ماضية في شمالي كاليفورنيا، وتعتبر من أحد أطول قباب الالافا في العالم (Decker & Decker, 1997, p.167).

## (٢) الجبال القبابية Dome Mountains :

تقوم العوامل الباطنية خاصة للبطينة منها برفع للتضاريس إلى أعلى، وقد ينتج عن هذه الحركة الباطنية تكوين جبل في هيئة قبابية، وترتفع الطبقات الصخرية بهيئة تقترب من الوضع شبه الرأسى باتجاه نحو بؤرة واحدة هي قمة القباب. وتتراوح أبعاد هذه الجبال القبابية من حيث طولها وعرضها ما بين أقل من الميل الواحد حتى المئات العديدة من الأميال.

والقباب النارية gneiss domes عبارة عن قباب عظمى، يطلق عليها اسم الباثوليث batholiths وهي تتكون من البراكين المنبثقة من أعماق بعيدة في باطن الأرض، ثم يصاحب معظمها بعد ذلك حركات رفع باطنية تقبه تلك التي كونت الجبال الالوتونية (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ص ٢٧٢-٢٧٣).

وقد اقترح فليشر Fletcher 1972 بأن معدل نمو هذه القباب يبلغ ١ ملليمتر واحد/ كل ٦ سنوات، بينما نجد أولير وباين Ollier & Pains عام ١٩٨٠ الذين درسا القباب النارية أن معدل الرفع لهذه الملامح المورفولوجية ١,٥ ملليمتر/ السنة، وهو معدل يبلغ عشر مرات قدر المعدل الذي سبق ذكره (Clayton, 1981, p.253).

وتعتبر الباثوليث batholiths من المظاهر التي حدث لها ارتفاع تكتوني إلى أعلى، وتأخذ ملامح batholiths فترة طويلة حتى تتكون والتي قد تبلغ نحو ٥٠-٧٠ مليون سنة (Clayton, p.253).

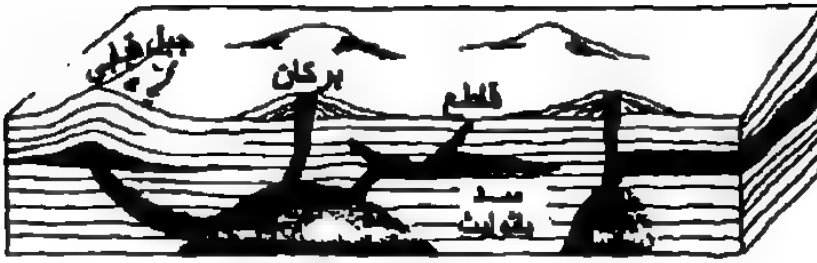


وقد أشار جيولوجي Gilluly إلى أنه إذا استمرت عملية تكوين الطفوح الباطنية في الباطن وتحت السطح فإن معدل استمرار الطفوح سوف يصل إلى سننيمترات عديدة/ السنة. مثال ذلك إذا كان لدينا طفوح نارية منذ ٥٠٠٠ سنة قبل الميلاد فإنها سوف تؤدي إلى حدوث الارتفاع إلى أعلى بالمعدل الذي أشار إليه فيفي Fyfe عام ١٩٧٠ وهو ٢سم/ السنة، وأشار أوسماستون Osmaston ١٩٧٧ بأن معدل الطفوح الجرانيتية الحالي وارتفاعها لأعلى سوف يصل بالسطح إلى ارتفاع مقداره كيلومتر واحد/ كل مليون سنة، حيث أن للكيلو متر به مليون ملليمتر، وباعتبار أن معدل الارتفاع ١م/السنة.

وهناك عدة أسباب تكمن وراء نشأة وتكوين هذا المظهر القبابي. فالقباب الملحية Salt dome يرجع تكونها إلى تركيز وتبلور كتل للملح تحت السطح، وهذه القباب تكون منخفضة وصغيرة، و غير واضحة. أما قباب اللاكوليث laccolith فترجع إلى الطفوح التي تحدث في باطن الأرض، ولكنها تتم في مساحات صغيرة وذات ملامح محددة. ويرجع النوع الثالث من القباب وهي القباب الباثوليتية نتيجة طفوح بركانية باطنية وتتم على مساحات كبيرة، ومنسوبها يكون أعلى وتكون جبالاً قبابية حقيقية (Lobeck, 1939, p.391) ومن أشهر مناطق التلال والجبال للقبابية منطقة التلال للسوداء بالولايات المتحدة الأمريكية.

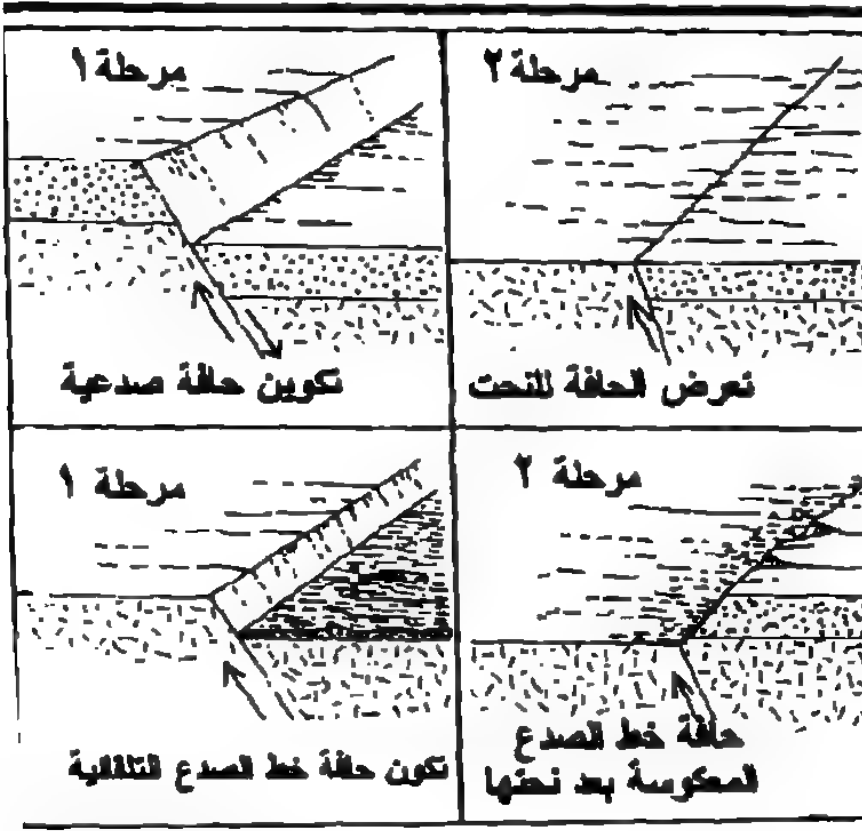
### (٣) الرماد البركاني :

يتكون الرماد البركاني حينما يندفع البخار أو الغازات الأخرى التي ترتفع خلال ارتفاع رواسب الرماد أو الطين البركاني الذي يتكون منه بناء المخروط. وقد تتكون أيضاً من نمر وزيادة الغازات تحت السطح نتيجة لحدوث التفكك أو نتيجة للإحتراق البطيء، خاصة عنصر الكبريت. ومن أمثلة ذلك الجزء الأدنى من حوض نهر السند، حيث توجد مخاريط عديدة من الطين البركاني ، والتي تغطي مساحة تبلغ ١٠٠٠ ميل مربع، ويرتفع بعضها إلى ٣٠٠-٤٠٠ قدم (Tarr & Martin, 1914, p.486).



## الطفوح وأثرها في الأشكال الجيومورفولوجية

شكل (٢)



ter. Lobeck, 1939

مراحل تكوين الحافات الصدعية وحافات خط الصدع

شكل (٣)

#### (٤) الجبال البركانية Volcanic Mountains :

يقصد بها تلك المرتفعات والقمم العالية التى تعمل للمصهورات البركانية على بنائها، وهى ذات ارتفاعات كبيرة، وتكفل فى عدل للجبال مكونة بذلك كتلاً جبلية، ومن أمثلة هذه للجبال جبل كينيا، وجبل كليمنجارو فى كينيا. ويضاف إلى ذلك بعض الهضاب البركانية مثل هضبة الحبشة، وبعض الهضاب شرقى جبال الحجاز بالمملكة العربية السعودية ممثلة فى الحرات مثل حرة خيبر وحرة كشب وحرة وغيرهما كثير مثل حرة البرك، والحرة للشرقية والغربية بالمدينة المنورة.

#### (٥) السهول البركانية Volcanic plains :

تنتشر ألقا عند قاعدة للبركان فى هيئة مسطحة، ولمسافات طويلة، مما تكسب السطح مظهراً تغطيه للمصهورات، ويطلق على هذه الملاح الجديدة اسم السهول البركانية. وقد يتساقط الرماد البركانى المحمول بالهواء فى مناطق بعيدة بكميات كبيرة، فتكسب الأرض مظهراً يعرف عادة بالسهول البركانية.

#### (٦) الأحواض البركانية Caldera :

وهى عبارة عن بقايا بركان، وحدث أن تآكل الجزء العلوى فى المنتصف وأصبح يبدو فى هيئة حلقة منخفضة عما يحيط به وجوانب الحلقة مرتفعة فى صورة شبه دائرية، وصورة الأحواض تبدو فى هيئة تجويف كبير، نشغله الآن بحيرة كبيرة فى بعض المناطق، ومن أمثلتها للكثير فى ألسكا وفى اليابان، وإندونيسيا وجزر ألوشيان.

#### (٧) مخاريط الرماد البركانى Ash Cones :

وهى رواسب بركانية الأصل، تأخذ هيئة مخروطية، إحداد جوانب هذا المخروط يتراوح بين ٣٠° - ٤٠°، وتتعرض هذه المخاريط دائماً للتجوية والنتح والإزالة وبالإتجاه من أعلى إلى أسفل، ولذا فإن هذه المخاريط أشد انحداً من

مخاريط للالفا. (Tarr, Martin, 1914, p.446)، مثل هذا الرماد قد يختلط مع مواد الالفا مما يجعل إنحدار المخروط في موقع وسط بين لتحدر مخروط للالفا ومخروط للرماد.

#### (٨) للبرك والبحيرات :

تتكون الحافات للصدعية للفازة في مناطق قد تكون غزيرة الأمطار، وكثيرة المجارى للمائية، لذا فإن هذه الحافات المرتفعة تقف بمثابة حائط أو سد يحول دون تدفق المياه الا بعد أن تتكون أمامها بحيرات صغيرة أو برك مائية. ومن أمثلة ذلك تلك الموجودة في الهند، حيث يمتد أحد خطوط الصدوع موازياً لمجرى مائى منعطف، ويعبر خط الصدع للمجرى للمائى ليشكل سداً (Tarr & Martin, 1914, p.421)، وبهذا تساهم الصدوع في ظهور أشكال سطح جديدة. كما تمثل بحيرات الاخدود الأفريقى العظيم مانجا مثالية للبحيرات التكتونية الهابطة التى شغلتها المياه العذبة وكونت البحيرات. ومنها أيضاً بحيرة بلكاش فى روسيا الاتحادية، أما البراكين الخامدة فتشغلها المياه العذبة التى تتكون بفعل تساقط الأمطار، ومن أمثلتها تلك البحيرات الجبلية العديدة فى اليابان، والتى تشغل فوهات براكين خامدة.

#### ثانياً- العمليات الباطنية البطيئة :

تتمثل العمليات الباطنية التى تحدث ببطئ شديد وغير محسوس فى كل من : الانكسارات والالتواءات، وهى عمليات يصعب أن نراها، ولكن يمكن أن نرى آثارها على السطح ممثلة فى مجموعة من الأشكال الجيومورفولوجية، سواء فى صورة أشكال بناء وتراكم على السطح مثلما الحال فى تكوين الجبال ولقمم وغيرها أو تقويض للسطح وإنخفاض وهبوط له، مثلما يحدث فى حالة الهبوط للتكتونى بفعل الانكسارات أو الصدوع، ومنها الأودية الإخدونية، وسوف نعرض لبعض الأشكال الناتجة عن كل منهما.

**فالتصدوع Faults** عبارة عن كسر يصيب صخور سطح الأرض، حيث تتعرض هذه الصخور لضغوط وحركات باطنية، ونظراً لصلابة الصخور أمام هذه العملية فإن الصخور لا تستجيب لعملية الطي والالتواء، لذا يحدث إنكسار في الصخور، وتنتج ملامح مورفولوجية مرتبطة بحدوث هذه العملية.

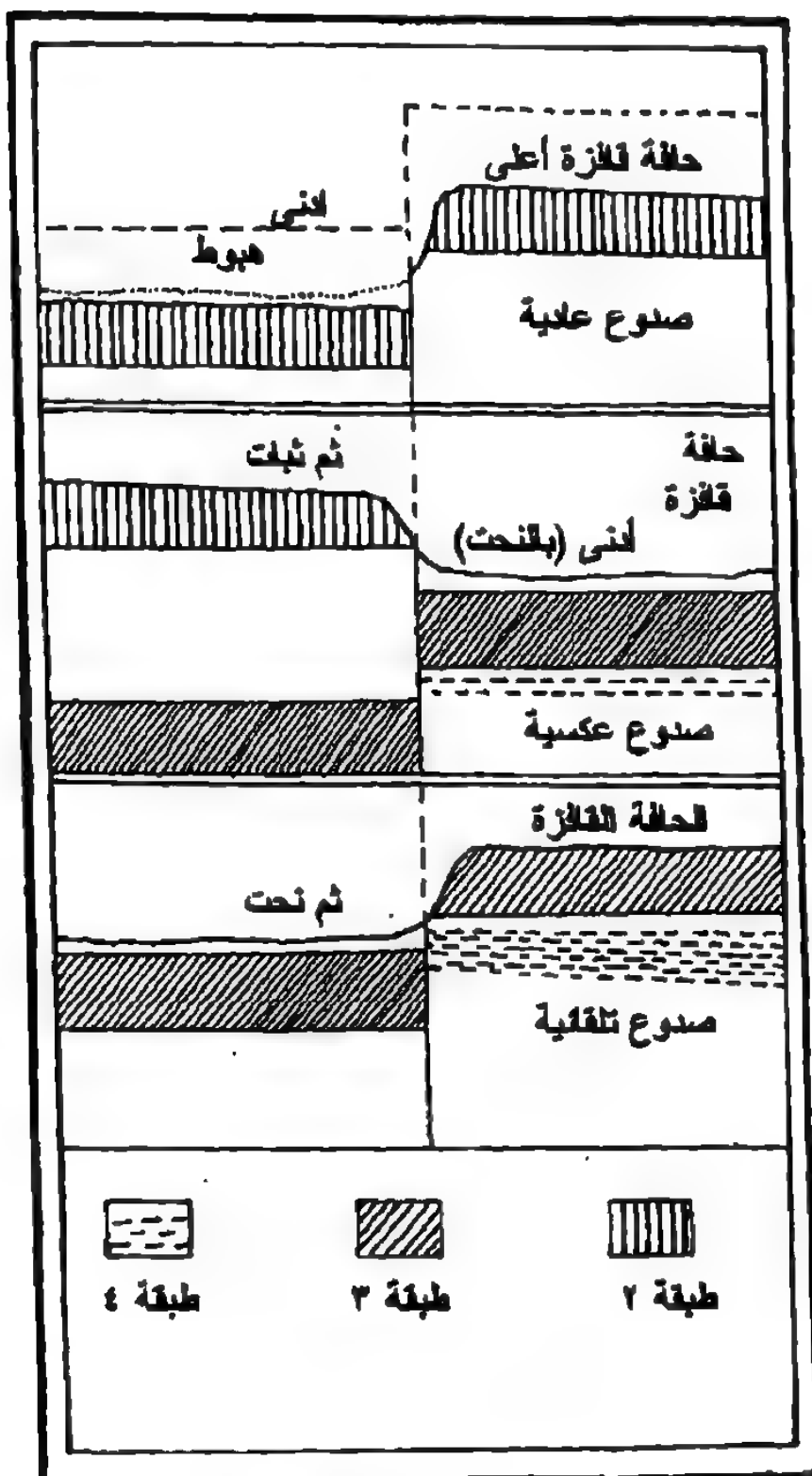
لما الالتواءات Folds فهي عبارة عن طي وتشي للطبقات الصخرية الرسوبية مما يؤدي إلى تغيير وضعها من الهيئة الأفقية إلى هيئة راسية أو مثلية، وتصبح الطبقات في هيئة مجمدة، وعلى نطاق واسع. وعادة تتكون الالتواءات في مناطق الضعف التكتوني في القشرة الأرضية. وتتكون هذه الالتواءات بسبب حدوث الضغط الأفقي بشكل مواز لسطح الأرض في أحد الجوانب، بينما يكون للجانب الآخر لديه مقاومة شديدة مما يعمل على ارتفاع ما بينهما في شكل التواءات.

### الأشكال الناتجة عن الصدوع

#### (١) حافات خط الصدوع Fault-Line scarps :

تتعرض بعض المناطق لنشاط حركة التصدع، وينتج عن ذلك هبوط أحد الجوانب وصعود الجانب الآخر، مما يعمل على تكوين حافات جديدة تنشأ بفعل العوامل الباطنية، وعامة تنقسم الحافات الصدعية للفردية بشدة إنحدارها، وتبلغ درجة الإنحدار ٥٢٥ - ٥٤٠°، كما في شكل (٣) وتوجد ثلاثة أنواع رئيسية لحافة خط الصدوع أشار إليها سمول (Small, 1985, p.99) منها:

(أ) حافة خط الصدع من النوع العادي normal أو للتابع، وهي التي تكونت في مرحلة مبكرة بعد حدوث حركات للتصدع عن طريق إزالة للصخور غير المقاومة، والتي توجد فوق الجزء الهابط من الصدع وينتج عن ذلك حافة تواجه نفس الاتجاه وارتفاع الحافة يماثل تقريباً مقدار الإزاحة الرأسية للصدع والتي تعرف بالرمية العليا للصدع upthrow.



After: Small, 1985

أنواع حوافل خط الصدع

شكل (٤)

(ب) الحافة الصدعية للعكسية obsequent ، وتتكون بعد أن يتم نحت الكتلة للنسي ارتفعت في النوع السابق، ويصبح منسوبها لنسي من منسوب الجانب الهابط من الصدع، وذلك بسبب ضعف الصخور، ويصبح اتجاه الحافة في هذه الحالة مقلوباً.

(ج) الحافة الصدعية التلقائية resequent ، وهي تفسر المرحلة الأخيرة من تطور الحافة الصدعية، وهي تنتج من إنقلاب عكسي لحافة الصدع العكسية عن طريق حدوث نحت مستمر بالاتجاه لأسفل ويكون محكوماً بواسطة أو بمستوى قاعدة آخر لعملية الهبوط، كما يظهر من شكل (٤).

## (٢) الأودية الإخدودية Rift Valleys :

فسر هولمز عام ١٩٦٥ ولخص العلاقة بين الأودية الإخدودية والهضاب المرتبطة بها عن طريق أو بواسطة ارتفاع الهيئة الجبلية إلى أعلى حيث تؤدي عمليات التصدع إلى حدوث ارتفاع على الجانبين، وهبوط ما بينهما، وتكوين أودية إخدودية متسعة نسبياً تبدو في هيئة منخفضات، حيث يتم تقويض كميات كبيرة في منطقة الصدع. ومن أمثلة الأودية الصدعية وادي نهر الرلين بطول ٣٠٠ كم وباتساع ٣٠-٤٠ كم، بالإضافة إلى أودية الإخدود الأفريقي في شرقي إفريقيا، حيث توجد مظاهر صدعية منخفضة شغلها مجموعة من البحيرات، وكلها غيرت من ملامح السطح.

وتعتبر ملامح الأغوار Graben والظهور horst من الملامح البنائية الأساسية التي تنتج عن حدوث صدوع متولزية، وتحرك الكتل الصخرية بين كل صدعين متولزيين، فإذا تعرضت الكتلة لحركة هبوط إلى أسفل تكون ملامح الأغوار كما في وادي عربة ومنطقة البحر الميت بالأردن. أما في حالة صعود الكتلة الواقعة بين الصدعين فإن هذا يؤدي إلى تكون ملامح جيومورفولوجي مرتفعاً بين مناطق ثابتة أو هابطة على جانبيها وتكون هذه الظهور ملامح تنتج عنها جبلاً أو هضاباً.

### (٣) الكويستا Cuesta :

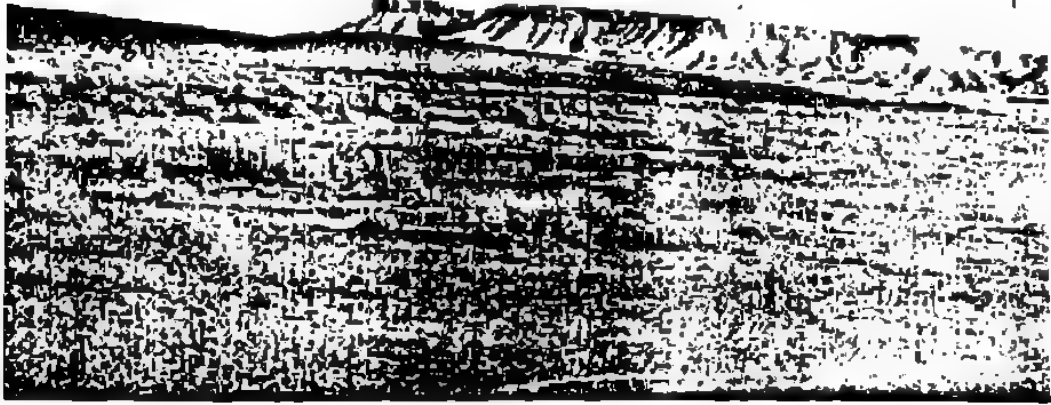
أول من أشار إلى تعريف علمي للكويستا هو تار (Tarr, 1927, p.505) وبأنه اسم يطلق على مظهر الأرض الذي تكون له وجه شديد الانحدار a steep face في أحد الجوانب، والوجه الآخر خفيف الانحدار، وهذا اللفظ هو أساساً لفظ أسباني، وأصبح يشار به إلى المظهر للصخرى غير المتماثل في إنحدار جانبيه، ويشار إليها بأنها حافات الكويستات، وينتج هذا التغير في التماثل بسبب أن الطبقة الصلبة التي تغطي سطح الكويستا يكون إنحدارها خفيفاً.

وأهم ما يميز ملامح الكويستات وجود سطحين، أحدهما ذو إنحدار خفيف يتمشى مع ميل الطبقات، ويشار إليه عادة بأنه ظهر الكويستا، والثاني يكون إنحداره شديداً وأكبر، ويكون هذا الانحدار في اتجاه عكس ميل الطبقات، ويعرف باسم وجه الكويستا. ويتميز ارتفاع الكويستات بأنه يتراوح بين ١٠٠ قدم وبضعة مئات من الأقدام (أبو العينين، ١٩٨٩، ص ١٩٧)، انظر صورة (١).

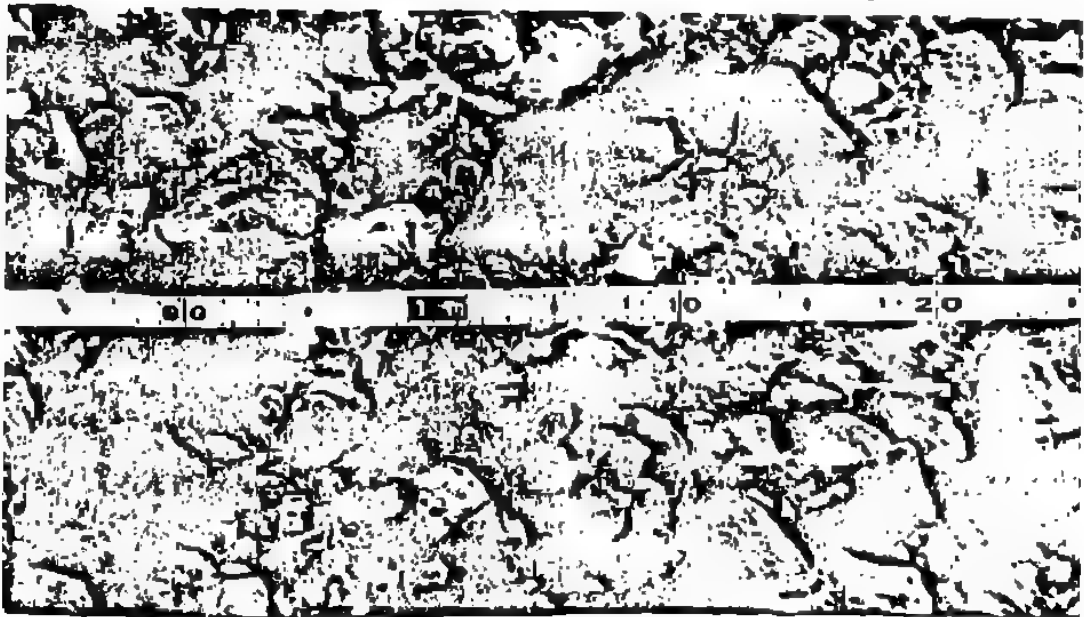
ويبلغ سمك الطبقات المكونة للكويستات ما بين ٧٥-٩٠ متراً، ونجدها إما مكونة من الحجر الرملي الصلب شديد المقاومة كما هو الحال في جنوب ويلد Weald في بريطانيا، أو تكون معظمها من صخور الحجر الجيري كما هو الحال في معظم الكويستات في وسط هضبة نجد في منطقة الحمادة بالوشم شمالي الرياض بحوالي ١٥٠-٢٠٠ كم. وقد يصل سمكها إلى ٢١٠ متراً، وحول هوفر يبلغ سمكها ٢٨٠ متراً.

وتتميز درجات إنحدار الكويستا باختلاف كل من إنحدار وجه وظهر الكويستا، وقد أشار أبو العينين (١٩٨٩، ص ٢٠٨) إلى أن درجة إنحدار ميل الطبقات dip تكون محدودة، ونادراً ما تزيد عن ١٥°، وإذا زالت عن ذلك فإنه نكون قد خرجنا عن ظاهرة الكويستا وظهرت أشكال أخرى تعرف باسم ظهر الخنزير Hogbak. وقد تنخفض درجات إنحدار الميل عن ذلك، حيث وجد أن





صورة (١) الحافة الغربية لجبل طويق وهو أساساً كويستا والكويستات الأصـ  
إلى القرب منه



صورة (٢) نموذج للأرصفة الصحراوية في منطقة ضلع العيد وسط هضبة نجـ  
- بالحماة - بالمملكة العربية السعودية

انحدارها في منطقة برغستون نون Brighstone Down في بريطانيا لقل من ٥٤،  
وبلغ متوسط إحدار مجموعة الكويستات في منطقة الحمادة وسط هضبة نجد ٥٧,٥.  
وتغطي الكويستات مناطق محدبة في هيئة تموجات، أجزاؤها للمحدبة  
والبارزة تكون صخرية وتكون الكويستات، بينما للسطوح الإرسابية تكون في  
المواضع المنخفضة، ويتحكم في ذلك البنية الجيولوجية (Mabbutt, 1977, p.144)،  
وهي عامة تتشأ وتتكون في مناطق صخورها ليست أفقية، بل لها درجة من الميل  
تعرف بميل للطبقات، وتتسم الطبقات الصخرية بعدم التوافق، حيث ترتكز صخور  
جيرية مثلاً فوق صخور الحجر الرملي، أو أية طبقات لأنواع أخرى من الصخور،  
وتكون المحصلة هو وجود تعاقب بين الطبقات الصلبة واللينة، وكل هذا يساعد  
على شدة النحت في أحد الجوانب وهو وجه الكويستا مكوناً بذلك وجهاً مختلفاً عن  
ظهر الكويستا.

لما إحدار وجه الكويستا فقد وجد أنه يكون كبيراً، مثلما الحال في كويستات  
منطقة الحمادة في وسط هضبة نجد الذي يختلف حسب المرحلة التطورية ومرحلة  
نحت الكويستا، ويتراوح ما بين ٥٢,٨ - ٥٢٨,٢، والمتوسط العام لانحدار للوجه  
٥١٠,٨.

ومن الدراسة الميدانية للمواف لأشكال الكويستات في منطقة الحمادة وسبط  
نجد بالمملكة العربية السعودية لاحظ الباحث أنها تمر بمراحل تطور نحتي. فمنها  
الكويستات التي تكون في مرحلة الشباب Youth والتي تتميز بشدة الارتفاع، وكبر  
المساحة نسبياً، وزيادة درجات إحدار كل من وجه وظهر الكويستا.

ونتيجة تعرض حافة وجه الكويستا لعملية تراجع الحافات recession تنقلص  
المساحة، وتزيد مسافة طول الوجه - وهي للمسافة الواصلة بين قمة الكويستا  
والنقطة المنسوب عند قاعدة حافة الوجه - بسبب نقص وانخفاض الميل، وتقل طول  
مسافة ظهر الكويستا بسبب حركة زحزحة قمة الكويستا باتجاه ظهر الكويستا،  
وتعرف هذه المرحلة بمرحلة النضج Mature stage.

أما مرحلة الشيخوخة old stage وهي المرحلة الأخيرة فى دورة تعرية ونحت الكويستات، فإنه يقل ارتفاع الكويستات إلى أدنى حد ممكن، ويقل الاتساع أو عرض الكويستات بشكل واضح، وتنته عملية تخفيض سطح الكويستا بسبب النحت المائية لبعض المجارى المائية التى تتحد مع الميل العام والتى تعرف بالمجارى التابعة، ونحت للرياح فى الفترات الجافة. كما تقل درجات الانحدار على جانبي الكويستا، سواء إنحدار وجه الكويستا أو ظهرها، ويصبح مظهر سطح الكويستا فى هيئة مقعرة لأعلى فى مرحلة الشيخوخة، بعد ما كان سطحها يأخذ هيئة محدبة إلى أعلى فى مرحلة الشباب (التركمانى، ١٩٩٦، ص ص ٤٦-٥١). وقد وجد المؤلف من دراسته للكويستات فى هضبة نجد أن الكويستات فى نهاية مرحلة الشيخوخة فى البيئات الجافة يتحول سطحها فى النهاية إلى مواضع متفرقة من بلايا ولرصفة صحراوية.

(٤) تكوين المسطحات البحرية، حيث أن الصدوع قد تكون إقليمية كبرى، وقد تكون من نوع الهورست التى يهبط ما بينها من صخور، تطفى عليها المياه وتكون بحاراً وخليجاً، ومنها خليج العقبة، والبحر الأحمر، وخليج كاليفورنيا، وخليجان للساحل الشمالى لتونس والجزائر.

(٥) الشلالات: يعمل الصدع الذى يودى إلى رفع أجزاء، وهبوط أجزاء أخرى فى مجرى النهر وبشكل متعامد على المجرى على هبوط النهر من الأجزاء العليا إلى الأجزاء الهابطة من الصدع downthrow، فيكون نتيجة لذلك شلال فى مجرى النهر.



## الأشكال الناتجة عن الالتواء

### (١) الجبال الالتوائية :

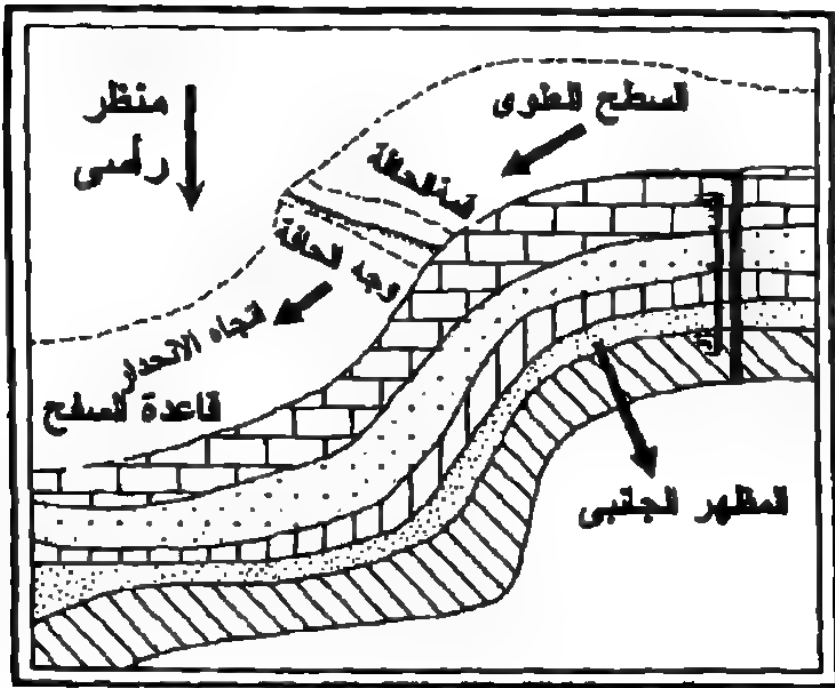
تعمل الحركات الباطنية البطيئة من نوع الالتواءات على رفع مكونات الهيمالايا وتكوين سلاسل جبلية، ولذا فإنها تعمل على ارتفاع التضاريس وزيادة منسوب السطح. فعلى سبيل المثال ترتفع جبال الهيمالايا في الهند بمعدل يصل إلى ١ ملليمتر/ السنة، وترتفع جبال زاجروس وجبال مكران في إيران ٢ ملليمتر/ السنة، وقد تزيد في زاجروس إلى ١٠ ملليمتر، وقد تصل إلى ١٥ ملليمتر في جبال الهيمالايا في بعض المناطق (Rendel, 1977, table 2.2).

### (٢) حافات الطية وحيدة الميل Monoclinial fold scarps :

هي عبارة عن حافات نشأت نشأة تكتونية نتيجة حدوث التواء أدى إلى ميل الطبقات ميلاً خفيفاً أو متوسطاً، وأصبح ميل الطية أو إنحدارها في اتجاه واحد. وتمثل هذه الملامح ظروفاً بنائية نتيجة حدوث حركة تكتونية، حيث يتم هبوط للطبقات الصخرية في هيئة ملتوية وليست منكسرة. ومن أمثلة هذه الملامح تلك التي تظهر في مضبة كلورادو، حيث توجد أطول حافة بطول ٤٠٠ كم.

وفي محاولة لمقارنة حافات الطيات وحيدة الميل مع الحافات الصدعية السابق ذكرها. نجد أن هذه الحافات لا يحدث بها زحزحة للصخور بينما تحدث زحزحة للصخور في حالة تكوين الحافات الصدعية. والفارق الثاني هو أن حافات هذا النوع من الطيات بها اتصال للطبقات صخرية، بينما يحدث انفصال صخري في حالة تكوين الحافات الصدعية بسبب حدوث الزحزحة، والفارق الثالث هو أن حافات الطيات مستمرة في تكوينها حتى الآن، بينما الحافات الصدعية تخضع لظروف خاصة لتكوينها.

(٣) بناء الجزر البحرية : حيث تعمل الزلازل على الإخلال بالطبقات السطحية تحت قاع البحار والمحيطات، مما يؤدي إلى اختفاء أجزاء من الجزر، لو جزر بأكملها، وقد تعمل هذه الحركة على رفع للقاع وظهوره في صورة جزر مثال ذلك ما حدث لجزيرة كاراكاتوا Krakatoa في اندونيسيا. وتكونت أيضاً جزيرة جديدة في البحر المتوسط فيما بين صقلية وقارة أفريقيا (جزيرة خريطة جراهام) نتيجة حدوث زلزال في قاع البحر المتوسط في أبريل عام ١٨٣١م بارتفاع ١٢ قدم عن مستوى البحر ثم ارتفعت إلى ٢٠٠ قدم، وإلى ٦٠٠ قدم في المرة الثالثة (Tarr & Martin, 1914, p.450).



الطية وحيدة الميل

شكل (٦)

## الفصل الثالث

### عمليات التجوية وإعداد الصخر





## عمليات التجوية وإعداد الصخر

تعتبر العوامل الخارجية ذات تأثير فعال في تشكيل ملامح السطح. وتبدأ العوامل الخارجية أولاً بإعداد الصخر عن طريق عامل المناخ من حرارة ورطوبة وجفاف وإشعاع شمسي وتكوين ظاهرة الصقيع وحوث للتجمد، وتتضافر كلها معاً لكي تجعل الصخر قابلاً لأن ينقله أى عامل متحرك سواء الرياح أو المياه الجارية أو الجليد أو المياه للباطنية. وقد تنقل الصور المفتتة بفعل عامل الجاذبية الأرضية التي تعمل على هبوطه وتحركه من أعلى إلى أسفل. ولهذا يجب أن نفرد دراسة لعمليات التجوية والتي تعطى أبعاداً لإمكانات نحت للرواسب ونقلها من مواضعها وتخفيض السطح، وإرساب المواد المنقولة إلى مناطق أخرى لبناء أشكال جديدة وتعديل السطح.

### التجوية Weathering :

تنقسم التجوية إلى قسمين كبيرين هما التجوية الميكانيكية والتجوية الكيميائية، وكل قسم منهما يتم بعدة طرق، بحيث يقف وراء كل طريقة عنصر أو عامل فعال، ولذا يمكن أن نعرف على كل قسم من أقسام التجوية، من حيث العمليات الجيومورفولوجية التي تتم، والآثار التضاريسية الناتجة، وتغير ملامح السطح من خلال هذه العمليات.

ويقصد بالتجوية عملية تفكك الصخور إلى أجزاء أصغر، وتحالها أيضاً إذا وجد ما يؤدي إلى عملية التآكل، وقبل أن نخوض في أنواع التجوية نحاول التعرف على الضوابط الجغرافية التي تحكم عملية التجوية، ومنها صلابة الصخر، والمركب المعدني للصخور، ومدى تقطع الصخر، والمناخ والتضاريس.

(١) صلابة الصخر Hardness : فمن المعروف أن الصخور تتباين في أنواعها وتركيبها ومكوناتها وبالتالي ينعكس ذلك على درجة صلابته. وعلى أساس

التركيب المعدنى وأثره فى تباين صلابة الصخور. وتقسّم للصخور حسب مقياس موه Moh لدرجة الصلابة إلى درجات من ١-١٠. وهناك بعض المعادن التى تكسب للصخر درجة صلابة نسبية مثل الجبس ودرجته ٢، والكالسيت ودرجته ٣، بينما تشكّل للصخور التى تحتوى على معادن الأورثوكلاز والفلسبار ودرجة صلابتها ٦، والكوارتز درجة صلابته ٧ (Small, 1985, p. 18) وكلما زادت درجة صلابته قلت معها درجة استجابة للصخر لعمليات التجوية المختلفة.

لهذا نجد مثلاً أن الصخور النارية تنقسم بالصلابة، حيث أن معظم معادنها تتركب من الفلسبار والكوارتز، كما أنه ترتبط وتتماسك معادنها مع بعضها أثناء بروتتها وأثناء عملية تبلورها.

وعلى العكس من ذلك نجد أن الصخور اللمسوية أساساً هى عبارة عن أجزاء وحبيبات متجمعة لرتبطت مع بعضها بمادة لاحمة، ومن هنا فإنها أصبحت أكثر ليونة من الصخور النارية. لصخور الحجر الرملى مثلاً تتكون من حبيبات الكوارتز، ونظراً لأن المادة اللاحمة بين الحبيبات تنقسم بالليونة لذا أصبحت صخوراً ضعيفة، والمادة اللاحمة لها عادة تكون من أكاسيد الحديد أو كربونات الكالسيوم.

(٢) المركب الكيميائى للصخر : يؤثر هذا المركب بدرجة أساسية على مدى مقاومة الصخور للتحلل الكيميائى، وقد يكون عاملاً مساعداً على حدوث أو إتمام التجوية الميكانيكية. وكما نعرف أن المعادن المكونة للصخور تختلف فى لوانها، وفى درجة امتصاصها للطاقة أو لأشعة الشمس، وبالتالي تتباين فى درجة التمدد والانكماش. فالصخور التى تتكون من معادن قائمة للون مثل البازلت، والجبرو، والسرينثين تسخن بسرعة وتتمدد بدرجة أسرع من المعادن ذات اللون الفاتح التى تميز للحجر الجبرى أو الطباشيرى مثلاً، حيث

أن النوعين الأخيرين يعكسان الأشعة وبالتالي تسخن الصخور ببطء ونتيجة لكل ذلك تختلف معدلات التجوية في أنواع الصخور المختلفة في معانها.

(٣) **تقطع الصخر:** تتعرض للصخور دائماً لحدوث الصدوع والفواصل والتشققات والتي تعمل كلها على إنفصال الصخر، وإضعاف مقاومته، مما يسهل عملية تفككه إلى أجزاء بسهولة، وتزيد من السطح المعرض للتجوية الكيميائية أيضاً لأنها تتعرض للهواء والرطوبة فتتآكل المياه عليها، ويعمل الأكسجين على تأكسد الصخر، لهذا نجد أن الأودية الجافة والحفر الغائرة، والممرات الموجودة تحت السطح كلها تسير مع فوالق وفواصل وترتبط أساساً بالصخور الجيرية القابلة للتجوية الكيميائية بفعل الإذابة، بينما الصخور الجرانيتية الكثيرة الفواصل تتعرض للتجوية الكيميائية في هذه المواضع وتتكون بذلك الكتل المكعبة، والكتل ذات السطوح الأفقية.

(٤) **المناخ:** يؤثر المناخ على عملية التجوية بشكل واضح حيث تعتمد عمليات التجوية الميكانيكية والكيميائية على عناصر المناخ مثل الحرارة وأشعة الشمس، والأمطار، فحدوث عمليتي التجمد والذوبان هي نتيجة مباشرة لانخفاض الحرارة ليلاً أو شتاء وارتفاعها نهاراً أو صيفاً. كما أن التجوية بالإشعاع الشمسي Insulation تتطلب تغيراً في درجات الحرارة من حيث ارتفاعها نهاراً وانخفاضها ليلاً. أما التجوية الكيميائية فنجدتها تتضاعف كلما ارتفعت درجة الحرارة °١٠ (Small, 1985, p.25) والمناخ للرطب المطير تزداد فيه فعالية الأمطار، حيث أن الأمطار تكون ضرورية لعمليات التحلل، والتآكل، والتكربن.

#### أولاً: التجوية الميكانيكية Mechanical Weathering :

هي عملية تفكك الصخر إلى أجزاء أصغر وأحجام، وضاريس قليلة بالتفريج، دون حدوث أية تغيرات في خصائص وصفات المعادن المكونة للصخور،

ويتم ذلك بطرق عديدة، منها التجوية بالاشعاع الشمسي، ويتم هذه الطريقة بطريقة ميكانيكية تعرف بالتمدد والانكماش، وفي العروض الباردة والمعتلة تحدث التجوية بفعل تكون الصقيع، كما أن المناطق ذات الصخور الجيرية والمنفذة للمياه والتي تتوزع في مناطق مطيرة تحدث تجوية ميكانيكية بفعل المياه للباطنية، بالإضافة إلى التجوية الملحية.

### التجوية بالاشعاع الشمسي : Insulation weathering

تتأثر الصخور بالاشعاع الشمسي في الصحاري، والتي يحدث لها تمدد بسبب ارتفاع الحرارة اليومية بدرجة تكون كافية لأن يسبب هذا التمدد ضغطاً يفوق قوة شد الصخور.

وتتأثر هذه التجوية بالتغير الشديد في درجات الحرارة يومياً بين حرارة النهار والليل، والتباين في المعدلات الشهرية بين الصيف والشتاء في المناطق الصحراوية، حيث يؤدي تعاقب عمليات التسخين والتبريد إلى تجوية موضعية وحدث تفكك للصخور.

وحيثما تتعرض الصخور للاشعاع الشمسي فإن الأجزاء الخارجية للطبقات العليا يحدث لها تمدد، وإذا كانت فعالية التمدد الجانبى منعتها المواد المحيطة ومنعتها من التمدد بها فإن الضغط الجانبى الأفقى سوف ينشأ عن طريق الطبقات الساخنة المرتفعة للحرارة. وفي أثناء الليل يتوقف الورد من حرارة أشعة الشمس، ويبدأ سطح الأرض في فقد الطاقة وإشعاع ما تبقى به من طاقة، فيحدث تبريد، ولا يمكن للصخر الذى تمدد وانفصل أن يعود للاتصاق مرة أخرى بالصخر، ولذا فإن الشقوق لا بد أن يتبعها شقوق أخرى، (Goudi, 1997, p.25).

ويلاحظ من جدول (١) أن الصخور تختزن الحرارة أو تمتص مكوناتها المعدنية للطاقة الشمسية، مما يعمل على رفع درجة الحرارة بمقدار كبير في

الصخور خاصة نهاراً بمقدار يتراوح بين ١,٣-١,٨ قدر درجة حرارة الهواء الملامس لها، وتتأبين الصخور في درجات الحرارة، ولكنها عامة تزيد عن ٥٠°م وتصل قرابة ٨٠°م.

وينتج عن تأثر الصخور بالتجوية بالأشعاع الشمسي عملية تقشر الصخور exfoliation، حيث يفصل الصخر في هيئة قشور متتابعة نتيجة تمدده وعدم عودته لصورته الأصلية، خاصة في الصخور للجيرية والصخور الجرانيتية.

### جدول (١)

نماذج لأنواع الصخور في الصحراء وتبين درجات حرارتها

نوع الصخر	المنطقة	درجة حرارة الهواء (متوية)	درجة حرارة الصخر (متوية)
البازلت	تبستي	٤٧	٧٨,٥
الحجر الرملي	تبستي	٤٧	٧٨,٨
الحجر الرملي	كرلورم	٤١	٥٤
طين طمي	صحراء أريزونا	٤٩,٧	٧١,٥

After Goudi, 1997, p.28.

وقد وجد أن عملية تكسير الصخر إلى شظايا وأجزاء مفككة بفعل التجوية الميكانيكية تزيد من السطح المعرض للتجوية فيزداد نشاطها، وهذا كله يسهل عملية التجوية الكيميائية والتجوية الميكانيكية بفعل الكائنات الحية. فإذا فرض أن لدينا كتلة مكعبة حجمها (٣م) متر مكعب واحد، فإن سطحها يبلغ مساحتها ٦م<sup>٢</sup> وإذا تكسرت إلى أجزاء صغيرة فإن المليمتر المكعب الواحد منها سوف يزيد السطح إلى (٦٠١) مليمتر مربع أو يصل إجمالي السطح نحو ٦٠٠ متر مربع (Emiliani, 1995, p.310).

## التجوية بالصقيع :

فى مقابل حدوث التجوية بالإتساع الشمسى فى العروض الحارة، خاصة الصحارى والمناطق الجافة منها، نجد أن التجوية بالصقيع تحدث فى غالبية الأحوال فى العروض المعتدلة والباردة، وذلك عن طريق عملية تعرف بالتجمد والذوبان Freez & Thaw. فانخفاض درجة الحرارة إلى الصفر المئوى تعرف مناخياً بأنها حالة صقيع حتى ولو لم يتكون الصقيع نفسه، وتكون الظروف مهيأة لحدوث التجمد إذا توافرت كميات كبيرة من الرطوبة أو للمياه، وهى تحدث ليلاً، وفى فصل الشتاء. وإذا حدث تجمد للمياه تزيد بمقدار ١٠%، ويسبب ذلك زيادة الضغط على الصخور فتزيد الشقوق إتساعاً، وب تكرار العملية مع كثرة الشقوق تتفصل الكتل الصخرية.

وتعتمد معدلات التجوية على ظروف الحرارة المحلية، والرطوبة، وحمولة الهواء، والتركيب الكيميائى لمياه الأمطار. ويتضح ذلك من جدول (٢) فالتجوية فى الأقاليم الجبلية ينتج عنها إنهياراً أرضياً وحركة للكتل لتستقر عند قاعدة السفح.

ويلاحظ أن صخور الجرانيت أشد مقاومة للتجوية ويتم تجويته ببطئ، يليه البازلت الذى يزيد إلى عشرة أمثال المعدل فى البيئة الباردة، حيث يبلغ ١٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة بينما يزيد معدل تجوية للرخام إلى ضعف هذه القيمة، حيث أنه صخر متحول من جهة، وأصله صخور رسوبية من جهة أخرى، ولذا يصل معدل تجويته إلى ٢٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة.

لما تأثير عنصر الحرارة فيظهر أيضاً فى الصخور المختلفة، فإذا كانت المنطقة حارة وبها صخور كل من الجرانيت والبازلت والرخام معاً فى نفس المنطقة، فإن الجرانيت نجده أقلها فى التجوية ومعدل تجويته ١٠ ميكرون / ١٠٠٠ سنة، ويزيد إلى عشرة أمثال فى صخور البازلت وإلى ٢٠ مثل فى حالة صخور الرخام، هذا ويلاحظ من الجدول أيضاً تأثير الحرارة المرتفعة والرطوبة على التجوية، حيث بزيادتها تزداد معدلات التجوية إلى عشرة أمثال التجوية فى المناطق



رقم (٣) عملية للتجوية الميكانيكية والكيميائية وتكسر الحجر الجيري  
أعلى سطح جبل طويق شمال الرياض بـ ١٨٠ كم



أم (٤) نموذج لتجوية الصخور الجرانيتية شمال خاني سبلوكة قرب حلة  
للعبد بولادى النيل، (التجوية الكروية)

الباردة، نظراً للتباين الحرارى وزيادة كمية الاشعاع الشمسى من جهة، وزيادة كمية الامطار ونسبة للرطوبة من جهة أخرى، كما فى شكل (٧).

### الفعل الميكانيكى للمياه الباطنية :

لا تظهر عمليات ميكانيكية بشكل واضح فى التجوية بفعل المياه الباطنية الا فى عملية التجمد والذوبان. وينتج عن ارتفاع المياه إلى السطح أو تسربها إلى الباطن حدوث عملية قلقة فى الصخر وتكون مسئوليته مسئولية كاملة عن إضعاف الصخر، وتكوين للتربة فوق المنحدرات. وتعتبر عملية التجوية والصور الأخرى للعمليات التى تحدثها المياه الباطنية مسئولة عن حدوث عدم الثبات الناتج عن هبوط الكتل الكبيرة الحجم من أعلى إلى أسفل بفعل الجاذبية الأرضية، والتى تتم بسرعة وبطريقة غير مرئية (Tarr & Martin, 1914, p.97) وتعتبر الانهيارات الأرضية من أكثر العمليات انتشاراً فى المناطق التى تتعرض للتجوية بواسطة المياه الباطنية ونشاطها لفترة طويلة بسبب التسرب، وبالتالي الهبوط بكميات كبيرة نتيجة تضافر كل من التجوية مع عامل الجاذبية الأرضية.

### التجوية بالعامل الحيوى :

يلاحظ أن النباتات تكب بجذورها فى لية رواسب، وفى أثناء نموها تصل الشعيرات الجذرية إلى سطح الصخر الواقع أسفل الطبقات المفككة، كما هو الحال فى العروض المدارية التى يبلغ جنور النباتات هناك عدة أمتار، وقد تنمو الجذور فى الشقوق الصخرية، وكل ذلك ينتج عنه ضغط ، ومع كثرة حدوثه يؤدي إلى زيادة تشقق الصخور، وإتساع الشقوق وتفتت الصخور، كما أن هذه العملية تساعد العوامل الأخرى فى تفتت الصخر.

ويسهم الحيوان أيضاً فى عملية تفتت الصخر وتفككه، وذلك عن طريق احتكاك لظلاف الحيوان بالصخور، أو عن طريق ما تقوم به بعض الحشرات

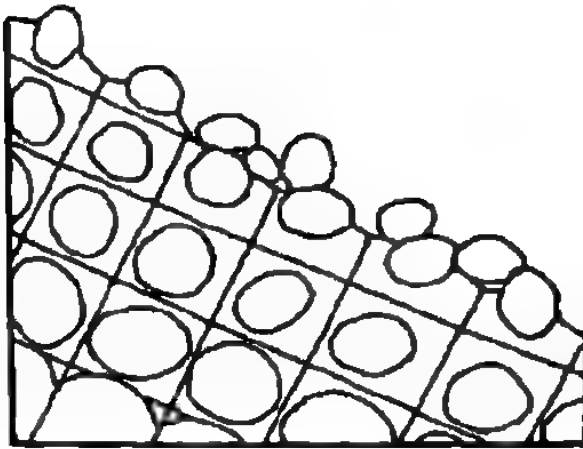


## جدول (٢)

معدلات التجوية في سطح الصخر ميكرون / ١٠٠٠ سنة

نوع المناخ		نوع الصخر
بارد	حار ، ورطب	
١	١٠	الجرانيت
١٠	١٠٠	البازلت
٢٠	٢٠٠	الرخام

iliani, 1995, p.313



طريقة تجوية الجبال ذات الصخور الجرانيتية

شكل (٧)

والديدان والقوارض من تثبت الصخر. وكثيراً ما نجد أن حشرة مثل النمل تقوم بعمل أشكال جيومورفولوجية في هيئة تلال تعرف باسم تلال النمل، وبارتفاعات تصل إلى ٣-٤ أمتار. ويظهر هذا الملح في كربان في جمهورية السودان، خاصة على جانبي الطريق إلى مدينة الأبيض

### التجوية الملحية salt weathering :

تتأثر الأملاح في الصحارى بدرجات الحرارة، حيث أن الأملاح التي توجد في شقوق وفجوات الصخر قد يكون لها معامل تمدد أكبر من معامل تمدد للمعادن المكونة للصخور. مثل ذلك أنه إذا ارتفعت درجة الحرارة من الصفر المئوي أو قريباً منه ووصولاً حتى ٦٠°م فإن الهلث يتمدد بنسبة تصل إلى ٠,٥% بينما لا يزيد تمدد المعادن المكونة لصخور الجرانيت عن ٠,٠-٠,٢% (Goudi, 1997, p.33).

وتحدث التجوية الملحية بشكل واضح في المناطق الجافة في الصحارى، حيث أنه بسبب ارتفاع الحرارة، يحدث التبخر، وتتركز الأملاح وينتج عن تكونها ضغوط يتم ممارستها عن طريق تبلور الملح وتحوله من الحالة الذائبة في المسافات البينية الضيقة إلى شكل صلب. ونمو البلورات بسبب ضغطاً. وتتأثر هذه التجوية بعاملين آخرين هما : الضغوط التي تمارس بفعل تمدد أملاح عديدة في الفراغات الضيقة حينما يتم تسخينها، والضغوط الناتجة عن حدوث تآكل أو نمو hydration لبعض الأملاح الموجودة في الفراغات بين مكونات الصخر، ولكن الأملاح في هذه العملية هي الكربونات، والسلفات، والكلوريدات لكل من الصوديوم والكالسيوم والمغنسيوم واليوتاسيوم والباريوم. (Cooke & Smalley, 1968, 1220). وكثير من المعادن يكون لها معامل تمدد عالياً، فالجرانيت وكربونات الكالسيوم أقلها تمدداً، ولكرها تمدداً على التوالي.

## ثانياً : التجوية الكيميائية Chemical Weathering :

تختلف التجوية الكيميائية عن التجوية الميكانيكية فى أن هذه العملية تؤدي إلى تغيير فى المعادن المكونة للصخر، وأن الصخر قد تختفى مكوناته المفككة فى صورة مذابة بين جزيئات المياه، وقد تؤدي التجوية الكيميائية إلى مجرد اضاف للصخر لتساعد بذلك العوامل المتحركة والتي تمثل عوامل نحت، ويتم التجوية الكيميائية بعدة طرق منها التأكسد، والتكربن، للنموء أو التآكل، والإذابة.

**التأكسد Oxidation:** وهى عملية إتحاد عنصر الاكسجين مع العناصر المعدنية الموجودة بالصخر، خاصة للمعادن التى تكون قابلة للتأكسد مثل عنصر الحديد، حيث يتفاعل الاكسجين الجوى مع خامات الحديد وينتج عن ذلك تكون أكسيد الحديد، ويميل لون الصخر إلى اللون البنى أو الأصفر نتيجة لذلك. كما يتكون أيضاً أكسيد المنجنيز فى الصخور التى تحتوى على عنصر المنجنيز.

وتحدث عمليات التأكسد فى الصحارى، ويتكون ما يعرف باسم ورنيش الصحراء desert vernish وهو عبارة عن لكتساب للصخور فى الصحارى للون البنى بمختلف درجاته، ويساعد هذا اللون أيضاً على زيادة معدل امتصاص الصخر لأشعة الشمس، فيزيد ذلك من حرارة الصخر، ويؤدي بذلك تضاعف العمليات الكيميائية والميكانيكية فى تكسير وتفتيت الصخر. يضاف إلى ذلك أيضاً أن عملية تعاقب الليل والجفاف يؤدي إلى إحمرار الرواسب الصحراوية الحديثة، وإحمرار التربة (Cooke & Warren, 1973) وعادة يتم تأكسد القشرة الخارجية المكونة للصخر والتي تكتسبه ورنيش الصحراء بسمك يتعمق لبضعة مليمترات قليلة، مما يعمل على إضعاف سطح الصخر وتسهيل عملية نحته.

**التكربن Carbonation:** وهى العملية الكيميائية الثانية التى يتم تجوية الصخر بها، وذلك فى وسط مائى. ويحدث أن يتفاعل ثاني أكسيد الكربون الموجود فى الهواء (الجوى) مع الصخر مثال ذلك إذا اتحد عنصر كربونات الكالسيوم فى

وسط مائى فإن ثانى أكسيد الكربون يعمل معها وينتج عن ذلك تكوين بيكربونات الكالسيوم، وهى مواد صخرية مختلفة عن كربونات الكالسيوم الأصلية.

وتتأثر عملية التكرين بدرجات حرارة المكان الذى تتم به هذه العملية، فكلما ارتفعت درجة الحرارة تدرجياً فإن نسبة ثانى أكسيد الكربون تقل تدرجياً وبالتالي تضعف عملية التكرين، ويتضح ذلك من جدول (٣).

وإذا اعتبرنا أن نسبة ثانى لكسيد الكربون عند الصفر المئوى تبلغ ١٠٠% كرقم قياسى، فإنه بارتفاع الحرارة تقل نسبة ثانى لكسيد الكربون تدرجياً حتى تصل إلى ٥٠% عند ٣٠°م، ٣٤% عند درجة حرارة ٤٠°م للمياه، كما يوضحها جدول (٣).

### جدول (٣)

العلاقة بين درجة الحرارة ونسبة الكربون المذاب بالمياه

ثانى اكسيد الكربون	درجة الحرارة بالمئوى
١٠٠%	صفر
٧٨	١٠
٦١	٢٠
٥٠	٣٠
٣٤	٤٠

After Drew, 1985, p.22

### التأثيرات Hydration:

ويطلق عليها البعض اسم التواء، وهو عبارة عن اتحاد عناصر المياه بين الأجزاء المكونة للصخر، وتحدث هذه العملية فى أنواع متميزة من الصخور مثل الميكا والفلسبار.

وفى عملية التآدرت تحدث لزيادة فى سلفات الصوديوم وكربونات الصوديوم قد تتجاوز نسبتها ٣٠٠%. وقد تتغير صور بعض الأملاح التى توجد فى درجات الحرارة المرتفعة بدرجة كبيرة فى الطبيعة (Goudi, 1997, p.33) والحجر الرملى مثلاً الذى يحتوى على عنصر الميكا يتم تجويته ويتكسر الحجر الرملى إلى حبيباته الأصلية.

### الإذابة Solution :

تعتبر عملية الإذابة من العمليات الكيميائية التى تحدث للصخور، وذلك حسب نوع المعادن. فهناك معادن قابلة للذوبان وأخرى مقاومة لعملية الإذابة. فالجير (كربونات الكالسيوم) قابل للذوبان، بينما الرمل (الكوارتز) يكون مقاوماً للإذابة.

وتستمد المواد الذائبة إما من الرواسب المفككة على سطح الأرض والتي تكون للتربة أو للعمود الرموى، أو تستمد من الصخور نتيجة تعرضها المباشر لعملية الإذابة للصخور فى أحواض التصريف أو فى مناطق للكارست حيث للمياه الباطنية تنيب للصخور. وعامة تزيد عملية الإذابة والنحت الناتج عنها مع زيادة الأمطار، وزيادة الجريان السطحي فى أحواض التصريف.

وتختلف الصخور فى معدل الإذابة فقط من نوع لآخر، فالصخور النارية والمتحولة معدل إذابتها صغيراً ويبلغ ٠,٥ - ٧ ملليمتر / ١٠٠٠ سنة. أما الحجر الرملى القديم فقد يزيد مداه عن ذلك ليتراوح بين ١,٥ - ٢٢ ملليمتر / ١٠٠٠ سنة حيث أنه يسهل تفككه وبالتالي فى إذابته يكون كبيراً، ويقترب منه معدل إذابة الحجر الرملى الذى يرجع إلى الزمن التالى والثالث وبمعدل ١٦-٣٤ ملليمتر / ١٠٠٠ سنة. أما الصخور الطباشيرية فتذوب بمعدل ٢٢ ملليمتر / ١٠٠٠ سنة، بينما تزيد صخور الحجر الجيري عن ذلك ليتراوح معدل إذابتها ٢٢-١٠٠ ملليمتر، كما فى جدول (٤).

#### جدول (٤)

تقدير معدل النحت والتخفيض بفعل الإذابة فقط للصخور

معدل التخفيض مم / ١٠٠٠ سنة	نوع الصخر
٧- ٠,٥	صخور ما قبل الكامبري
٣- ٢	الميكاسكست
٢٢- ١,٥	الحجر الرملي القديم
٣٤- ١٦	الحجر الرملي في الزمن الثالث
٥٠- ١٤	الكتال الجليدية
٢٢	الطباشير
٢٠٠- ٢٢	الحجر الجيري

After Waylen, 1979,

لما تأثير عامل الاتحاد فإنه يزيد من معدل نحت الصخور. فإذا وصل انحدر المنطقة إلى ١٠° فإن السفوح ذات النباتات الطبيعي يتم نحتها بمعدل ١٠-٢٠ طن / هـ / السنة، وإذا كانت تخطو من النباتات يصل معدل النحت إلى للضعف ٢٠-١٠ طن / هـ / السنة. وإذا زاد انحدار الأرض إلى ٢٤° زاد معدل النحت إلى ٥٠ طن / السنة / هـ (Finch et al., 1959, p.219).

وتؤثر درجات الحرارة أيضاً على عملية الإذابة، ولذا فإن إذابة عنصر مثل ثاني أكسيد الكربون  $CO_2$  في المياه يعتبر دالاً على الحرارة. فإذا كانت درجة الحرارة ١٠° وصلت الكمية المذابة في المياه ٣,٣٥ جرام / اللتر، وإذا زادت إلى ١٢° قلت الكمية المذابة إلى ١,٩٢ جرام / اللتر، وإذا ارتفعت الحرارة ضعف للقيمة الأولى ووصلت إلى ٢٥° قلت للكمية المذابة إلى ثلث من النصف وأصبحت لا تريد عن ١,٤٥ جرام / اللتر. لهذا فإنه إذا زادت الحرارة وانخفض الضغط تقل فعالية الأمطار المساقطة في عملية التحلل (Emiliani, 1995, p.310).

## ومن نتائج التجوية الكيميائية :

- (١) تحدث إذابة للكتيونات: للصوديوم، والمغنسيوم واليوتاسيوم والكالسيوم والحديد والسليكا.
- (٢) تتخلف عن عمليات التجوية سليكات الألومنيوم، وذلك في صورة طين Clay.
- (٣) تتخلف الأكاسيد لأنها مقاومة للنحت الكيميائي.
- (٤) يستمد الكاولينيت من التجوية العميقة للفلسبار وسليكات الألومنيوم الأخرى، ولذلك تسود معادن الطين في العروض الدنيا.
- (٥) حدوث عملية الإحلال والتحجر Petrification : حيث أنه عادة ما تدخل المياه للباطنية بين الصخور وتحدث بها تغيرات كثيرة بفعل الإذابة والترسيب، وتعتبر عملية إحلال أحد المعادن على سبيل المثال محل معدن آخر أحد التغيرات الكيميائية التي تحدثها التجوية بفعل هذه المياه للباطنية. مثال ذلك : تحل سلفات الحديد محل كربونات الجير الصلب، وقد تحل محلها السليكا أيضاً، ويطلق على هذه العملية اسم عملية الإحلال. وهناك صورة أخرى من صور الإحلال وهي أن النسيج الخشبي للشجرة أو لأي نبات آخر يحل محلها السليكا. وقد لوحظ ذلك في صحراء أريزونا بالولايات المتحدة ومناطق كثيرة في الغرب الأمريكي حيث تحولت جنوع الأشجار كلية إلى أحجار وسميت هذه العملية تحجر الغابات (Tarr, 1927, p.97).
- (٦) لرساب المادة المعدنية : كثير من المواد المعدنية تتم إزالتها بفعل المياه للباطنية أثناء تسربها، والتي تأتي إلى السطح ثم يحدث لها إما أن تترسب في شكل رواسب معدنية قرب منطقة تصرفها نحو الخارج وظهورها على السطح في شكل ينابيع أو مياه متسربة من الباطن إلى السطح، أو يحدث لها الانتقال وتحول من مياه باطنية إلى مجارى الأنهار وهنا يتم إرساب المعادن أو نقلها إلى مياه الأنهار.

(٧) تكون الرواسب الحديدية Ore deposits : تعتبر عملية تكوين العروق المعدنية من أكثر نتائج العمليات الكيميائية أهمية في عملية تغير المادة المعدنية بفعل المياه الباطنية. فبسبب خروج المياه الباطنية إلى أعلى تتكون عروق معدنية بمحور رأسي ترتفع لأعلى أيضاً، خاصة في حالة صعود المياه الحارة من الباطن. ويبدو أنه على العكس من ذلك أيضاً يحدث أن الحديد المكشوف على السطح يتكون بفعل هبوط المياه إلى أسفل، دون ضرورة حدوث تسخين، ويتكون الحديد بفعل إزالة عنصر الحديد من التربة ومن الطبقات للصخرية العليا أثناء حدوث عملية للتجوية ويتسرب إلى أسفل بفعل المياه الباطنية التي تحمله إلى الأعماق، ويتركز بعض من هذه المعادن في مواضع ملائمة في الصخر. وقد تعمل إزالة السليكا من الصخور الرسوبية على فصل السليكا عن الحديد، وبإزالة السليكا يحدث تركيز لمعدن الحديد بشكل عالي القيمة، مما يعمل على تكون مناجم الحديد التي تم كشفها في صورة كميات كبيرة من الخام كما هو الحال حول بحيرة سوبيريور بالولايات المتحدة.

(٨) للتصلب Cementation : يوجد الارساب الطبيعي في الغالب بشكل صلب في الفجوات الموجودة بين الصخور، ويمثل هذا سبباً في تغير الرواسب من كونها راسب مفككة مذابة إلى صخر صلب. ويلعب وجود كربونات الجير Lime أو وجود أكسيد الحديد الذي يترسب وبكميات كبيرة دوراً في التحام كتل الجلاميد ببعضها البعض، وتصبح بمثابة كتلة صخرية كبيرة متصلة، وتوجد مثل هذه العمليات في جزيرة برمودا، ولوحظت أيضاً في شبه جزيرة فلوريدا، وهكذا يتحول الرمل في هذه المواضع إلى حجر رملي، ويتحول الحصى إلى كونجلومرات (المملجات). وحينما تكفن هذه الصخور تحت السطح، ويحدث تسرب مياه ساخنة إليها من الباطن فإن الصخر يصبح ثابتاً ومتماسكاً بسبب امتلاء الفجوات، وترسب عروق معدنية على طول امتداد الكهوف الكبيرة، مثل سطوح الفواصل وسطوح الصدوع.



## الفصل الرابع

عامل الجاذبية وأثره فى تشكيل السطح



## عامل الجاذبية وأثره فى تشكيل السطح

تتسبب الجاذبية الأرضية فى هبوط الأجسام من أعلى إلى أسفل، لتستقر المواد الصلبة على سطح الكرة الأرضية باتجاه من أعلى إلى أسفل، مع ضرورة مساعدة ميل للسطح على إتمام حركة لنقل هذه المواد الصلبة، وأن تكون هذه المواد قد أعدت للنقل بالجاذبية، أى أن هناك رواسب مفككة من أحجام مختلفة، وأن يتوافر العامل للمساعد للجاذبية الأرضية، إذا كانت ظروف الرواسب تحتاج إلى ذلك، مثلما الحال فى وجود نسبة من الرطوبة فى التربة المتأثرة بهذا العامل.

وتلعب الجاذبية الأرضية دوراً هاماً فى تشكيل سطح الأرض لا يقل أهمية عن فعل وتأثير العوامل الأخرى مثل الأنهار أو الرياح، وإن كان نورها محدداً بظروف ومواضع معينة على سطح الأرض. ولكى يمارس عامل الجاذبية عمله لابد أن تسبقه عملية التجوية، وتكون للرواسب إما مفككة وجافة أو مشبعة بالمياه، أى أن تتعرض إما للتجوية الميكانيكية أو الكيميائية.

وتتعدد صور تأثير عامل الجاذبية الأرضية، فبعضها يكون بطيئاً وأخرى تتم فى صورة حركة سريعة للكتل، كما أن منها ما يرتبط بالبيئات الجافة وأخرى ترتبط بالبيئات الرطبة. كما يلاحظ أيضاً أنها تتأثر بانحدار السطح، ولهذا يمكن تمييز العمليات الأرضية التى يساعد عامل الجاذبية على حدوثها وتكون ذات تأثير فى تشكيل سطح الأرض وهى:

### الانهيار الأرضى السريع :

هذا النوع من الانهيار هو أكبر مظهر واضح لهذه العملية، ومن أهمها التفكك الطينى Mud Flow، ويحدث عادة على سفوح المرتفعات، وتتم هذه الحركة بعد حدوث تمسح للرواسب النقية الناعمة الموجودة على سفوح المرتفعات بالمياه، حيث تساعد الرطوبة على حركة هذه المواد الطينية بفعل الجاذبية الأرضية من أعلى إلى

أسفل، ويتم الحركة بشكل سريع لوجود هذه للرطوبة ومساعدة الانحدار. وعادة تكون المواد التي يحدث لها تنققاً هي المواد الطينية والصلصالية. ويلاحظ أنه كلما قل انبات الطبيعي على السفوح فإن التنقق الطيني يحدث بشكل أسرع، كما أنه كلما زاد الانحدار زادت سرعة التنقق الطيني حيث أن للعلاقة بينهما علاقة طردية.

ومن أشهر الذين درسو التنقق الطيني Mudflow روبات شارب، وبلاكويلدر في ١٩٢٨، في الجبال الواقعة في المناطق شبه الجافة Semi-arid.

وتظهر ملامح مورفولوجية في مناطق التنقق الطيني، منها الجسور، أو ما نعرف بجسور التنقق الطيني Mudflow levée، وهي تختلف عن للجسور الطبيعية التي تتكون على جانبي مجارى الأنهار حيث أن جسور التنقق الطيني مختلفة في الأصل. فهي هنا تتكون من الجلاميد الذي تم نقله بفعل مياه السيول والتي يشار إليها أحياناً بأنها جسور السيول torrents، كما أن رواسبها أخشن، كما في شكل (٨).

ويستمد الطين من رواسب التلال الجليدية الغنية بهذه الرواسب ومن تجوية الرماد البركاني وصخور التفتت وغيرها. وحينما تنقق المواد ويتحرك جزء من الجلاميد والطين لمسافة معينة من أعلى إلى أدنى للسفوح تترك على الجانبين ضفاف من الطين والجلاميد على طول المجرى الجلاميدي، وبهذا تتكون للجسور بفعل التنقق الطيني. ويحكم تكون هذه الجسور عدة ضوابط منها درجة لزوجة الرواسب، ودرجة الغنى في رواسب الطين والجلاميد، ودرجة الانحدار، وطبيعة المجرى (sharp, 1942, pp.225-227).

ويتطلب حدوث للتنققات الطينية على السفوح درجة لحدار تتراوح بين ٥ - ٢٠° كما هو الحال في البروج التي تتناسب لحدارات معظم السفوح بها لحدوث هذه العملية وتتميز بانتشار كبير على مستوى إقليمي.

ويؤثر التنقق الطيني في تشكيل سطح الأرض، فكثيراً ما يحدث في لودية جبال روكي بالولايات المتحدة تجمعات لزحف التربة، وحركة بطيئة للتكوينات إلى

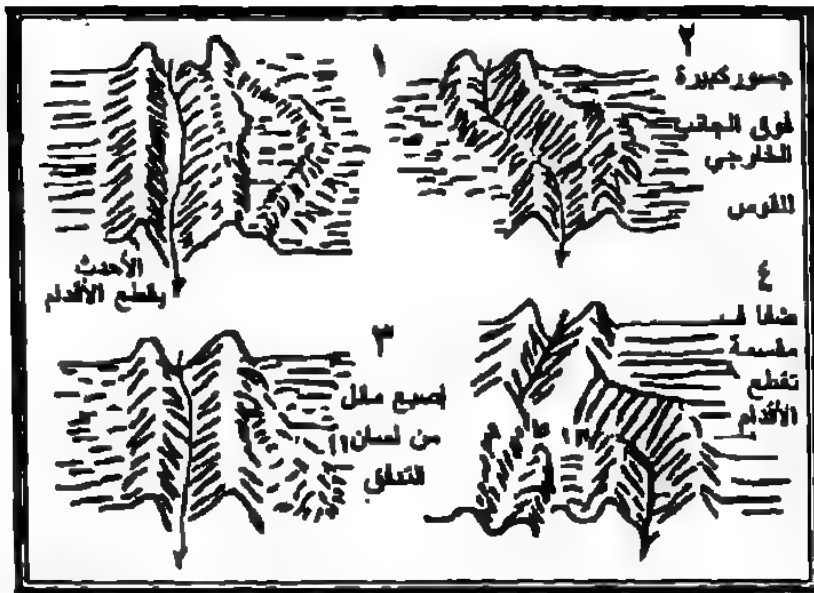
أسفل الأودية العميقة الضيقة gulch فى هيئة ثلاثيات، رواسبها صخر وطنين مختلط، وتكون كتل صخور من مختلف الأحجام والتي يصل قطرها من الحبيبة الصغيرة إلى بضعة أقدام، ويعمل نوبان الفلج فى الوسط المحيط به على تحول الرواسب إلى هيئة شبه مسطحة لتستقر بفعل الجاذبية فى النهاية فى المناطق الأخفض.

### الانهيار الأرضى البطئ :

هى عملية تدفق بطئ تحدث للرواسب، ويوجد نوعان هما زحف التربة، وتدفق التربة. ويعتبر زحف للتربة Soil creep من أهم العمليات المساندة والتي تتفاوت بدرجة كبيرة حسب الظروف المناخية أو النظم المناخية climatic regimes. ويقصد بزحف التربة تحريك المواد المكونة للتربة الموجودة فوق السطح بمساعدة عامل الجاذبية الأرضية فى اتجاه من أعلى إلى أسفل، وتتسم الحركة هنا بأنها بطيئة، وتميز كل الأقاليم سواء المدارية أو المعتدلة.

ويمتثل على حدوث عمليات زحف التربة من خلال أعمدة التليفونات والتلغراف المائلة والتي كانت تثبت فى الماضى قبل تطور نظم الاتصالات بالشكل الحالى، حيث يرجع ميل هذه الأعمدة إلى ضغط التربة الزاحفة عليها. كما يلاحظ أيضاً تجمع الطين المتحرك فى التربة التى يتم بناؤها وتكونها عند الحوائط المبنية، وكثيراً ما تتحول ركامات السفوح الناتجة عن الانهيار بفعل عامل الجاذبية إلى ما يعرف بأنهار الصخر rock rivers إذا أشد التدفق وإنحدار المفتحات الصخرية (أبو العز، ١٩٧٦، ص ١٤١).

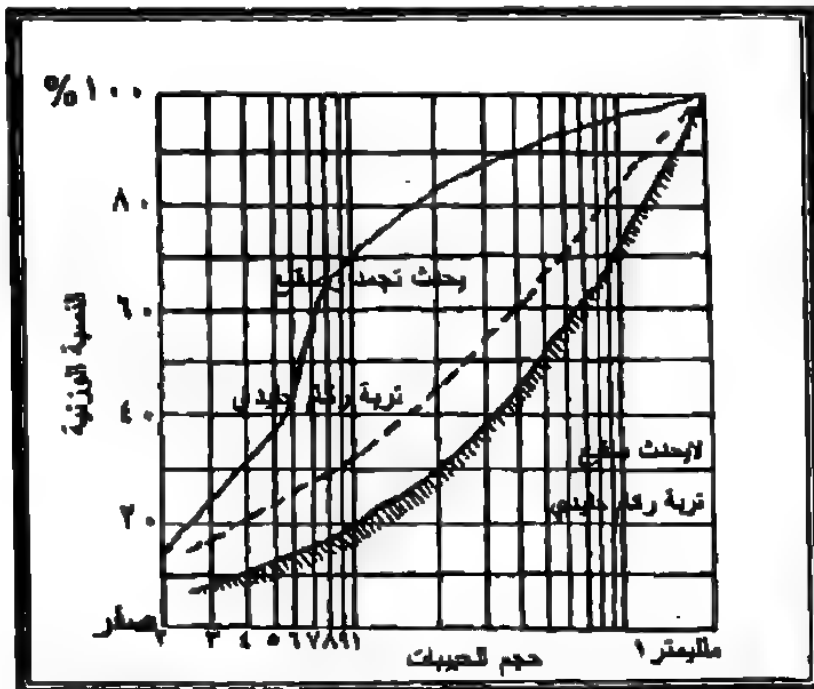
إن مفهوم النهر الصخرى rock stream هو عبارة عن شكل لرسابى فى هيئة لسان تتجمع فيه الصخور غير المصقولة والكتل التى تتصانم مع بعضها وتوجد بكثرة فى جبال كلورادو، ويومنج بالولايات المتحدة، وإن كان المفهوم يأخذ اسماً مختلفاً فى جبال سييرا نيفادا. والأنهار الصخرية كما وصفها كيسلى (Kesseli, 1941) p.205 عبارة عن تجمعات هائلة من مخاريط ركام السفوح المتقاربة، وكلها تنتج



After: Sharp, 1942

الجسور الطبيعية للتدفق الطيني

شكل (٨)



After: Williams, 1987

تأثير حجم الحبيبات والتجمد على تدفق التربة

شكل (٩)

عن تجوية الجروف المنحذرة المجاورة، وهي تأخذ شكل اللسان إذا نظرنا إليها مجتمعة، أما إذا كانت النظرة مجزأة فإنها تعكس ركام للسفح. وعامة فإنه ينتشر على سطح الأنهار الصخرية عديد من الفتوات البارزة والموازية للحافات. ويتكرر تكوينها نعطينا حافات مستمرة ذات امتداد متصل.

ويبلغ طول النهر للصخرى لكبر من ٢٠٠ قدم، وبعضها يصل إلى نصف ميل وقد يقل عن ذلك وقد يصل إلى أكثر من الميل الواحد. وطول النهر بمفرده بدون روافد يبلغ أحياناً مسافة أطول من ٢ ميل، وسلك طبقات الرواسب المتفككة ٢٠-٣٠ قدم، وتبلغ أحجام الرواسب ما بين الرواسب الرملية والصخرية الجلاميدية البالغ طولها ١٥-٢٠ قدم، ويزيد سمك هذه الرواسب بالاتجاه نحو الجزء الأكثر انخفاضاً.

وسطح الجلاميد في المجرى الصخري في المقطع العرضي يكون محدباً لأعلى، بينما للقطاع الطولي يكون مقعراً لأعلى. ومما يسهل على هذه الكتل الصخرية الحركة في النهر للصخرى هو دور المياه الناتجة عن إذابة الثلج، حيث تتخلل مياه الذوبان فيما بين الكتل للصخرية. فكان الكتل للصخرية تجمعت بفعل سقوط الكتل للصخرية كإحدى صور تشكيل عامل الجانبية لسطح الأرض، وعملية التجمد والذوبان التي تسهل حركة الصخور في مجاريها هي إحدى أسباب عملية تفكك الصخور تفككاً ميكانيكياً.

أما النوع الثاني للانهيار الأرضي البطيء فهو تنفق التربة solifluction والذي قد يسميه البعض بالإنسياب الأرضي، وهو عبارة عن تنفق بطيء نسبياً للرواسب، ويشبه التنفق النهري. وقد طبق المفهوم على التنفق الذي كان غير معروفاً سواء للكتل للصخرية أو للتربة المشبعة بالمياه من المناطق الأعلى إلى المناطق الأخفض. ويمكن رؤية هذه العملية في قمم الجبال في الأقاليم الرطبة. وتختلط الكتل للصخرية مع الرواسب للناعمة وتختلط بهما المياه الغزيرة، وغالباً ما تحدث نتيجة لذوبان الثلوج.

وقد شرح ويليام (Williams, 1957, p.46) أسباب عديدة تؤدي إلى حدوث تنفق التربة solifluction. وقبل أن نناقش هذه الأسباب يجب الإشارة إلى أن تجمد الأرض يتضمن عدة جوانب منها للطبقات، والبللورات، وكتل الثلج.

### أسباب حدوث التنفق :

(أ) التركيب الحجمي للحبيبات: حيث أن تركيبها محكوماً ومتوازناً في الحدود التي يحدث عندها صقيع وبدلية تجمد للتربة أو عدم تجمدها.

ويظهر من تحليل التربة وجود الثلج أثناء التجمد، وفي الأجزاء العليا في تربة التراكومات الجليدية. ويلاحظ من شكل (٩) أنه بزيادة حجم الحبيبات في رواسب للسفوح الجبلية فإنه لا يحدث معها عملية تنفق التربة، وكلما زادت نسبة الرواسب للناعمة في الرواسب فإن هذا يزيد من احتمالات تعرض تربة السفوح لعمليات تنفق للتربة، حيث يحدث بين حبيباتها ظاهرة الصقيع frost نتيجة للبرودة وتشييع بها عملية التنفق.

(ب) كمية المياه المتاحة: فالزيادة الكبيرة في محتوى المياه في التربة والتي توجد في صورة ثلج والذي يتحول إلى جليد هي نتيجة حركة المياه إلى أعلى نحو السطح الذي يحدث به التجمد، وتحدث هذه الحركة نتيجة لاستمرار امتصاص المياه وتحويل جزئياتها إلى أعلى سطح الثلج مسبباً نمواً في طبقات الثلج، ويستمر تنفق المياه من أجزاء التربة نحو الثلج ويزيد مخزون المياه في صورة ثلج بنوب بارتفاع الحرارة.

(ج) معدل التجمد : فالنقص في معدل التجمد سوف يكون في الطبقات الثلجية للطبقة الواقعة فيما بين التربة المتجمدة وغير المتجمدة، وسوف تتحرك إلى أسفل تدريجياً ليزيد سمكها، بينما الزيادة في معدلات التجمد سوف ينتج عنها نقص في سمك طبقات التربة بالاتجاه إلى أعلى.

(د) كمية وشكل الثلج: والتي تكون أقل درجة في تأثرها بوجود الأملاح المذابة



فى التربة، بينما يلعب التكوين المعدنى، والغطاء النباتى والمناخ دوراً كبير  
وبشكل مباشر فى درجة تأثيرها على تكوين التلج.

وتصنف عملية تنكف التربة solifluction حسب تقسيم تروى 1947 Trol، إلى  
أنواع طبقاً لأربعة أسس والتي نكرها رايت (Wright, 1961, pp.933-939) وهى :

١- الشكل form: ويوجد نوعان وهما : الأول هو التنفق الطبئى المتبلىن، مع  
تصنيف جيد للرواسب بحيث يكون بينها تجانس، والثانى هو التنفق العشوائى،  
وتكون الرواسب غير مصنفة.

٢- المساحة الأرضية وطبيعة الحركة terrain and movement ، وينقسم إلى  
نوعين أيضاً، الأول هو التنفق على مساحة كبيرة، ويكون اتجاه الحركة نحو  
قاعدة المنح بشكل مباشر وبمحور يقترب من المحور الخطى. أما النوع الثانى  
للتنفق الصغير والذي يتم على مساحة محدودة، وتكون حركة التندفق بشكل  
اشعاعى وله انتشار جانبى كبير. أى أن الأول يمتد بمحور طولى بينما الثانى  
يمتد أغلبه بشكل عرضى.

٣- الفاصل الزمنى Time interval ويوجد نوعان ، إما أن يحدث التندفق فصلياً،  
وغالباً ما يرتبط ببدايات حلول فصل الربيع والذى، أو أنه يحدث يومياً، أو  
بين الحين والآخر خلال فترات زمنية قصيرة تفصل بين كل تنفق وآخر.

٤- نوع الجليد، ويوجد نوع من التندفق يحدث بسبب تجمد الأرض طول العام أو  
تجمدها فصلياً تحت الطبقة التى يحدث لها تنفق. أما النوع الثانى فهو حدوث  
التندفق تحت ظروف تكون بللورات وعقد جليدية دون حدوث تجمد كاملاً  
للطبقة السفلى.

ونتيجة حدوث التندفق الطبئى تتكون مدرجات على جانبى التندفق الطبئى  
solifluction وتنشأ وتتطور هذه المدرجات فى مناطق رواسب الراكامات الجليدية

ورواسب السفوح عند أقدام الحافات، كما هو الحال في الحلقة الواقعة جنوب شرق جبل بلاهو Blaho في النرويج، وفي مناطق كثيرة في النرويج يظهر مثل هذا النوع من المدرجات. وتتراوح ارتفاعات هذه المدرجات ما بين المتر الواحد والمترين.

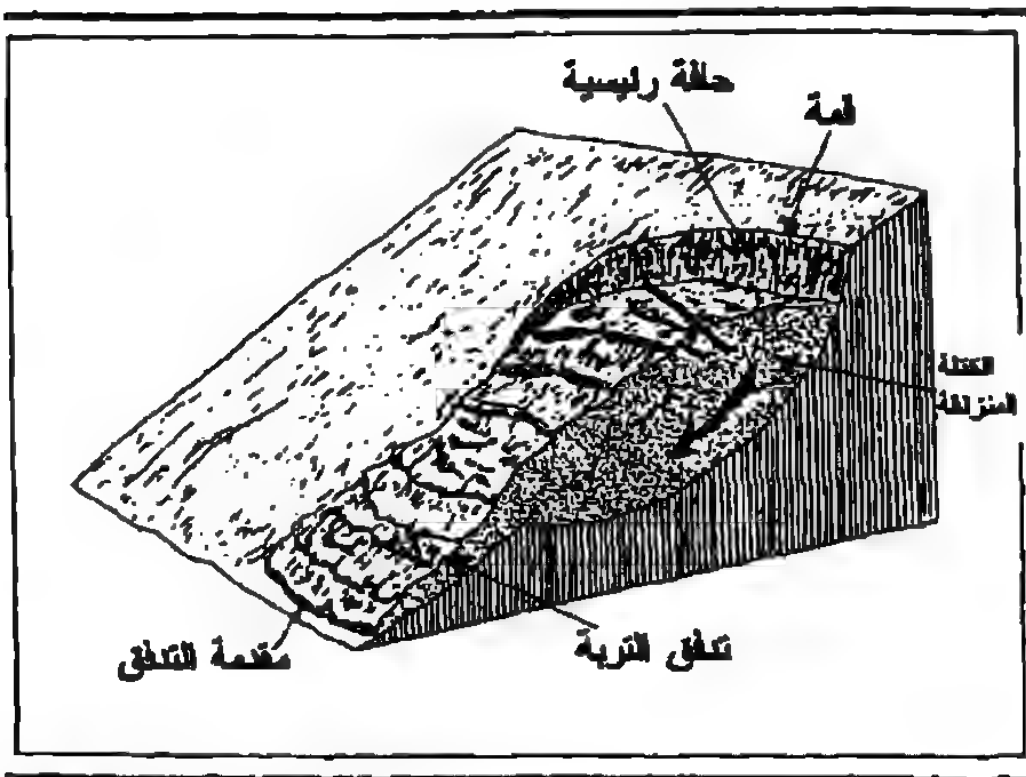
### الانزلاقات الأرضية :

تتعدد صور الانزلاقات الأرضية التي ينتج عنها سقوط وهبوط المكونات من أعلى إلى أسفل عند حضيض السفوح ويمكن عرض أنواع الانزلاقات كالآتي:

(١) انزلاق الصخر slump هو أحد أنواع الانزلاقات الأرضية، وفيها تحدث حركة دوران حرة وبشكل مقعر إلى أعلى، بحيث يحدث في النهاية صورة عامة تعرف باسم التنفق الأرضي Earth flow ويكون في هيئة سلمية مدرجة، وينتج عن هذه العملية تكوين مناطق صخرية مفككة في هيئة مرتقعة، وهي تحدث على سفوح إحداراتها أكبر من ١٥° كما في شكل (١٠).

(٢) انزلاق المفتتات للصخرية Debris slide وهي تشبه العملية السابقة ولكنها تختلف عنها في أنها تتم دون حدوث حركة دوران خلفية بهيئة مقعرة لأعلى. وقد سجل أطول انزلاق عرف على سطح الكرة الأرضية وهو انزلاق سعيد مريح Saidmarreh في جنوب غرب إيران والذي حدث منذ أكثر من ١٠٠٠٠ سنة ماضية وظل بحالته حتى الآن نظراً لأن البيئة جافة الآن، ويسهل رؤيته من خلال مورفولوجية السطح، وقد قطعه خندق نهرى يحمل نفس الاسم، ويكون سطح الانزلاق مظهراً كارستياً مشكلاً بذلك سطح الأرض وبسبب ذوبان الجبس الذي يكون الصخور السفلى المكونة للمنطقة بفعل التجوية الكيميائية.

(٣) هبوط المفتتات أو الكتل الصخرية debris fall من أعلى السفوح من منطقة الوجه الحر إلى قواعد السفوح وذلك بسبب نحت الأجزاء الواقعة أسفل منه فيعمل نقل الغطاء الصخري العلوى وزيادة للضغط إلى تكسره وهبوطه. ويشبه هذه العملية لهبوط الحر من التلجيات كما هو الحال في جبال الألب، وتعرف بالهبوط للتجي ice fall.



After: Bloom, 1979, P.178.

انزلاق الكتلة الصخرية وتكوين المدرجات

شكل (١٠)

أما سقوط الصخر rock fall فعادة يحدث على سفوح أشد انحداراً وتزيد درجة انحدارها عن ٤٠ ° وقد يساعد على حدوثها أيضاً النشاط البشرى فى مناطق السفوح (keefer, 1984) خاصة للزراعة والسياحة وتقطيع الأخشاب.

### الآثار المورفولوجية لسقوط الصخر rock fall

ينتج عن سقوط الصخر بعض الملامح المورفولوجية منها تراجع الحوائط الصخرية وذلك بسبب تجمع الأجزاء الهابطة والمتساقطة. ومن خلال إجراء إحدى التجارب التى تمت فى بريطانيا وجد أن الصخر الذى هبط فى مدى ضيق يبلغ حجمه ١,١٤-١,٦١ متر. وترتبط عملية تراجع السطح ومعدلات التراجع وتغير معالم السفوح بعملية للسقوط rock fall للصخور المختلفة.

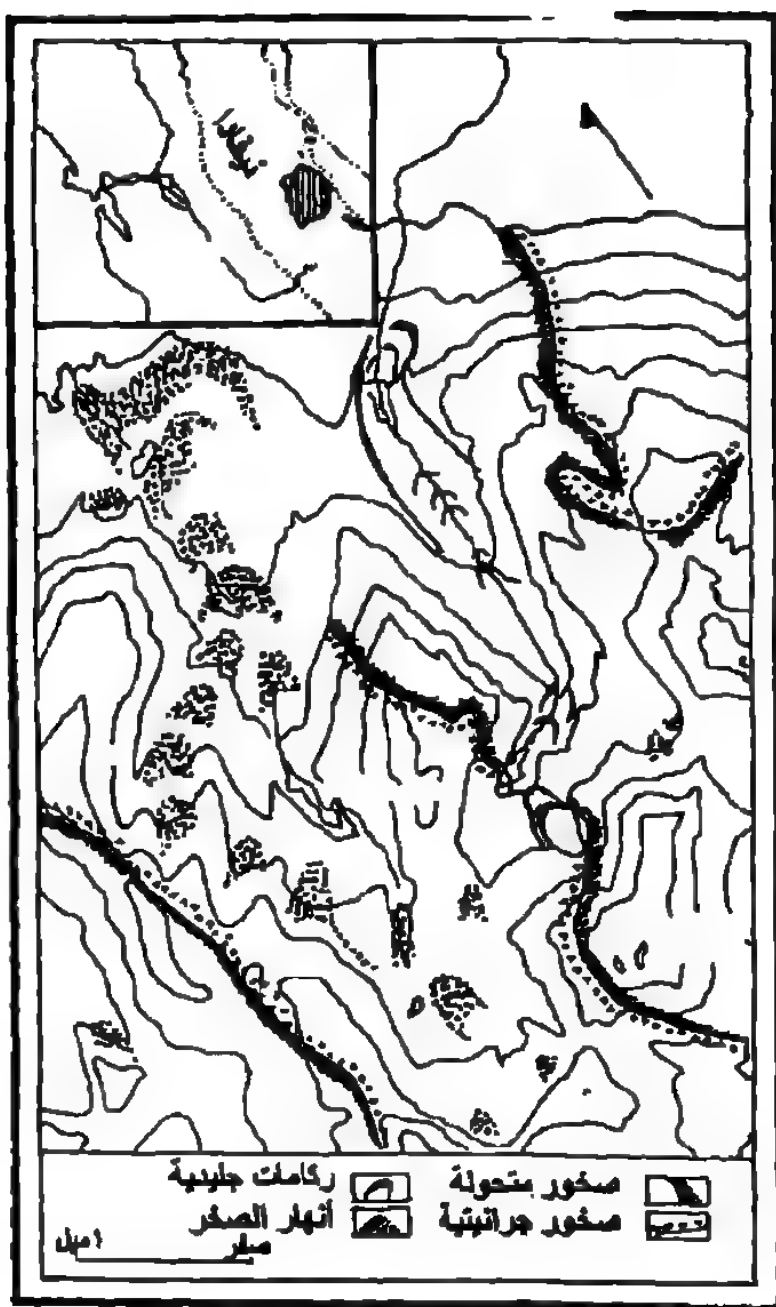
### جدول (٥)

تغير معدل تراجع السفوح بفعل سقوط الصخر باختلاف أنواع الصخور

نوع الصخور	أقل معدل مليمتر / السنة	أقصى معدل مليمتر / السنة
البركانية	٠,٠١	٠,٠٢١
النيس والشمست	٠,٧٠	١,٠٠
الحجر الرملى	٠,٠١٣	٠,٠١٦
الحجر الجيرى	٠,٣٠	١,٣٠

بتصرف After : Ballantyne & Kirkybride, 1987, P. 90.

وبلاحظ من جدول (٥) أن الصخور البركانية هى أقل أنواع الصخور فى حدوث عمليات سقوط الصخر بسبب شدة التماسك للطبوح البركانية، بينما صخور الشمست والحجر الجيرى هى التى تحدث بها أعلى معدلات سقوط الصخر بسبب شدة تقطعها بالفواصل ويعملات الإذابة وتكوين الشقوق.



After: Kessell, 1941.

توزيع مجارى الصخر فى اودية خاتقى شيروين ولوربا فى  
نيفادا بالولايات المتحدة  
شكل (١١)

(٤) انزلاق الكتل الصخرية Rock Slide وهي من أبسط العمليات المنتشرة وقد تسمى إنحدار الكتل Block glide وتتميز بأن حركة الكتل الصخرية تكون سريعة نسبياً ، وتتميز للكتل المنزلقة أيضاً بأنها كبيرة، كما تتميز بأنها ضحلة وليست عميقة مثل التدفقات الطينية السابق ذكرها. وتساعد عدة عوامل على حدوث هذه الانزلاقات مثل وجود المطر الغزير، أو حدوث التجمد والذوبان فيؤدي ضغط السائل إلى تكسر الصخر وانزلاق السطح. وتختلف أحجام الكتل الصخرية للمنزلة. وبشكل عام فإن سمك هذه الكتل يصل إلى ١٠% من مقدار طول المسافة التي تقطعها بالاتجاه نحو أسفل السطح التي تنحدر عليه، فنظر شكل (١٠).

وتصنف الانزلاقات الأرضية حسب السرعة إلى عدة فئات، فالانزلاقات البطيئة للغاية لا تزيد سرعتها عن ١٠سم/ السنة، والبطيئة جداً لا تزيد سرعة حركة المواد عن ١,٥متر/ السنة، ولا تزيد عن ١,٥ متر/ لشهر. والسريعة بين ١,٥ متر / اليوم و ٣٠سم/ الدقيقة، بينما السريعة للغاية تزيد سرعتها عن ٣ متر / الثانية للوحدة.

## الفصل الخامس

### الأشكال والعمليات الفيضية



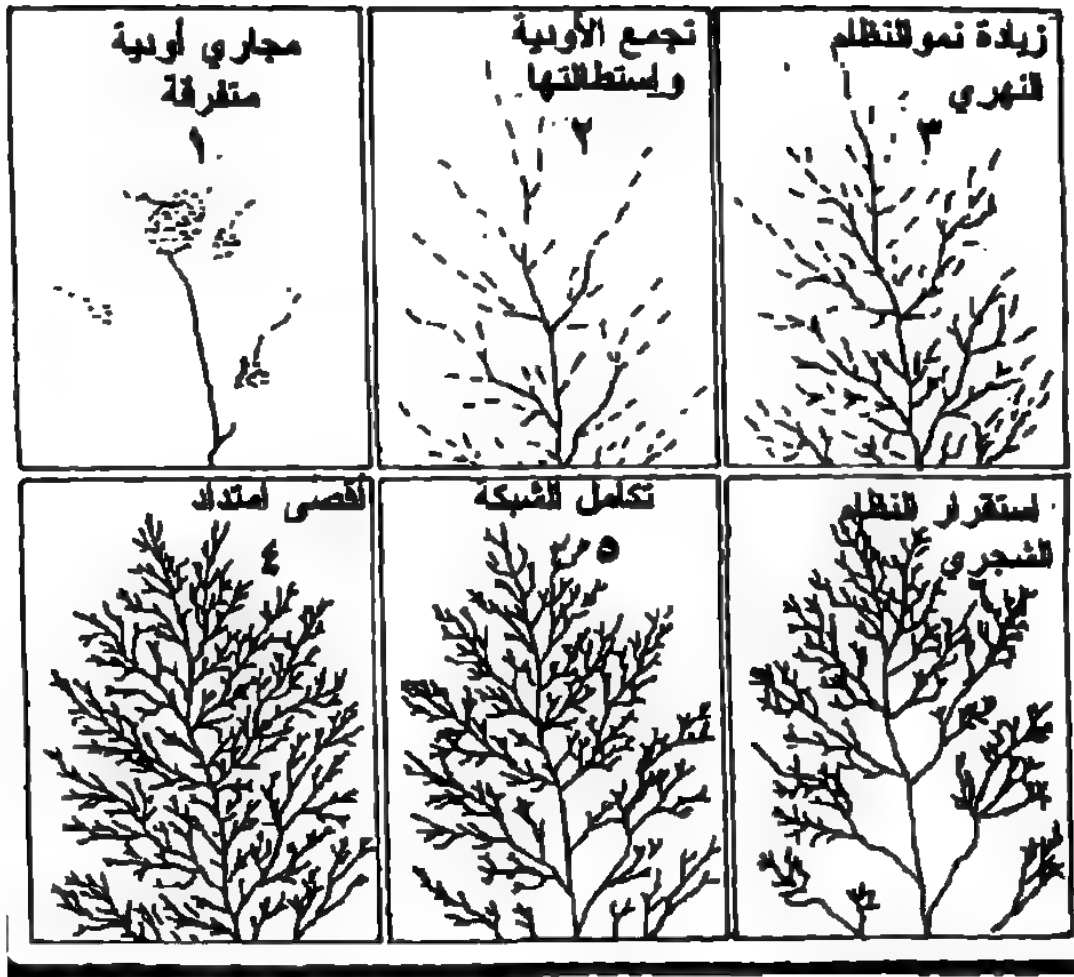


## الأشكال والعمليات الفيضية

تشأ الأنهار من خلال عملية التوازن المائي، حيث يتبخر جزء من الأمطار الساقطة، وتتسرب كمية ترتبط بمدى مسامية الصخور ومرعة إنفاذها للمياه، وما يتبقى من الكمية الساقطة ينحدر عكس السطح مشكلة بذلك مجارى مائية، سرعان ما تتطور وتصبح أنهاراً كبرى لها نظم جريان، ولها مساحة تجمع للمياه التى تتدفق فى هذه الأنهار، وبذلك تبدأ الأنهار فى تشكيل سطح المنطقة التى تكونت بها. وينظر للأنهار على أنها مظهر يعمل على تقويض السطح ويعدل من سطح الأرض. فالمطر والرياح والتجوية بأنواعها المختلفة، وقوة إنفاذ المياه فى مجرى النهر، والتلججات والأمواج تعمل كلها على تكثير للكتل الأرضية الكبيرة، وكل هذه العوامل تمارس نشاطها معاً.

ويتضمن النظام النهري مجارى مائية كثيرة متشعبة، وآلاف أو ملايين المسيلات التى يتم تولدها وتكونها فى حالة من حالات سقوط الأمطار عند حدوث العواصف حيث تتدفق فى عدد من المسيلات التى لا يمكن إحصاؤها، ويعتبر النظام النهري نظاماً مجعماً لكل هذه المسيلات. وتقوم المياه التى تجرى فى مجرى النهر بحمل كثير من الرواسب، سواء للتربة التى حدث لها زحف على السفوح وفوق جوانب التلال وجوانب النهر، أو الطين والرمل والحصى المنقول فى قاع المجرى أو بين ثنيات التيار المائى فى صورة عالقة.

وتتدفق الأنهار الخالية من الحمولة فى إحدار يقل عن قم / الميل، وإذا كانت كمية المياه كبيرة فإن هذا يساعد النهر على حمل كميات كبيرة من رواسب الصخور الذى يتم تجويته ويكون ركام سفوح شديدة الانحدار، وتصل درجة إحدارها ٢٥°، وتكون الرواسب خشنة وفى هيئة كتل كبيرة (Lobecke, 1939, p.158).



After: Glock, 1931, P. 481.

نشأة وتطور شبكة للتصريف وتكوين النمط الشجري

شكل (١٢)

## كيفية نشأة النظام النهري :

تبدأ للمياه المتراكمة على السطح بتكوين مجارى متباعدة بشكل عشوائى على السطح، وتكون هذه المجارى منفصلة عن بعضها، ويستمر لتتلاقى أطراف هذه المجارى فى شكل موحد. وبلى هذه المرحلة ممارسة للنهر للشاطئ النحتى، فتزداد للشبكة عن طريق نمو وزيادة أعداد المجارى خاصة للمنايع العليا، وما أن يتم تكون النظام النهري فى شكل شجرى كثيف، فإنه تكون قد اكتمل نمو الشبكة (Glock, 1931, p.481)، كما فى شكل (١٢).

فحوض النهر الأحمر فى دلكوتا الجنوبية بالولايات المتحدة، يتلقى كمية أمطار سنوية بمبلغ ٢٩ بوصة بجرى منها فقط نحو ٥% من هذه للكمية، فى حين تختلف الكمية فى المناطق الأكثر رطوبة فى نيو إنجلاند، حيث تتلقى أحواض الأنهار ضعف هذه للكمية، وتبلغ كمية الجريان السطحي نحو ٥٠% (Lobecke, 1939, p.159).

وبزيادة كمية الأمطار الساقطة بوصة واحدة فوق إقليم حوض النهر الأحمر الأكثر جفافاً على سبيل المثال فإنها تعمل على زيادة الجريان المائى بالنهر ١/٣ بوصة، بينما زيادة بوصة واحدة فى بيئة المناخ الرطب فى شرق الولايات المتحدة تعمل على زيادة الجريان السطحي ٣/٤ بوصة، مما يشير إلى أن الجريان السطحي يزداد بانخفاض الحرارة، وإعتدال المناخ، وقلة التبخر.

## مراحل تطور النهر :

يمر للنهر بتاريخ تطورى خلال حياته Life History فى أى إقليم جغرافى بدورة تعرف بالدورة الجيومورفولوجية Gemorphic cycle، والى تمر بها الأنهار عبر تغيرات تحدث فى مرحلة الشباب، وتستمر فى مرحلة النضج ووصولاً إلى مرحلة الشيخوخة. ويلاحظ أن المرحلة فى حياة النهر فى أى وقت عادة لا تمثل مرحلة تطور الإقليم. فالإقليم يكون فى مرحلة شباب حينما يكون السطح الأولى

بوضعه الأصلي بينما يكون في حالة النضج حينما يتم تخفيضه بشكل كبير ويقسم الإقليم إلى قسم ثلاث، ويصل إلى مرحلة الشيخوخة إذا خفض السطح إلى مستوى يقترب من مستوى سطح البحر.

وقد كان وايم موريس ينفذ أول من قسم مراحل تكوين أشكال سطح الأرض إلى مراحل ثلاث : مرحلة الشباب Young stage، ومرحلة النضج Mature stage ومرحلة الشيخوخة Old or senile stage، وأن النهر يستمر في نحته لسطح الأرض حتى يصل بها إلى مرحلة شبه السهل Peneplains، وسميت نظريته بدورة التعرية الإعيائية cycle of erosion.

(١) مرحلة الشباب Young Stage : يشير البعض إليها بأنها مرحلة الشباب Youth، ويبدو أن المصطلح الأول قد يكون أفضل وأكثر ملاءمة في التعبير. وفي هذه المرحلة يصبح النهر قادراً على أن يشق مجراه في الصخور أو المكونات، ويشد الانحدار بحيث يساعد هذا الانحدار لمجرى النهر على حمل كل الرواسب التي تنقلها الروافد المختلفة إلى المجرى الرئيسي، سواء في الأنهار دائمة الجريان أو المسيلات التي تتكون في ظروف رطبة وتكون موسمية أو مؤقتة.

وتتميز الأنهار في هذه المرحلة بأنها أنهار تابعة للانحدار أو الميل العام لمنطقة حوض النهر، ويكون المجرى النهري ضيقاً، وسفوح جوانب للمجرى شديدة الانحدار لعدم كفاية الفترة الزمنية لعمليات التجوية وتأثيرها في عملية توسيع المجرى عن طريق النحت السفلي. (Lobecke, 1939, P.161).

ومن أمثلة الأنهار في مرحلة الشباب نهر هندسون، ويلاحظ على الأنهار التي تمر بمرحلة الشباب أن المجرى يشغل كل قاع الوادي، فقاع الوادي هو نفسه عبارة عن المجرى.

ويتمسم المجرى النهري في هذه المرحلة بعدة سمات منها إنتشار ملامح

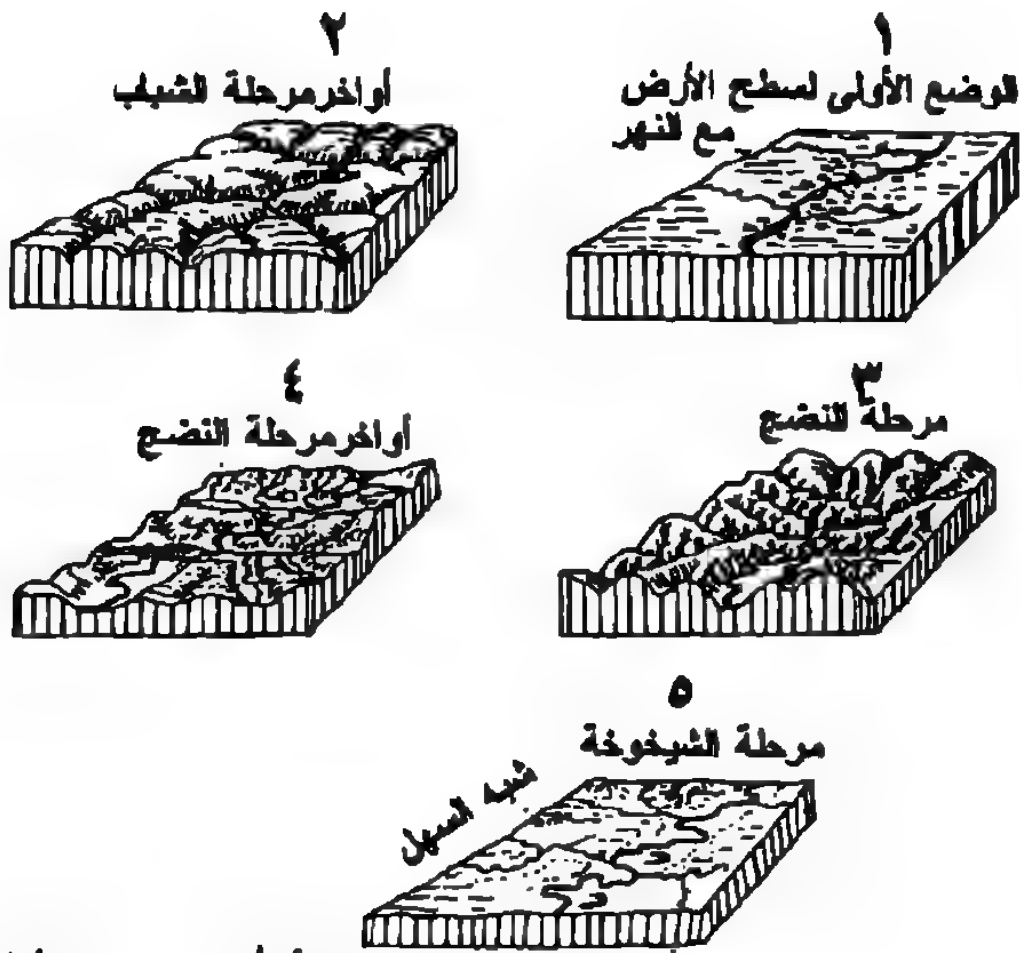
الشلالات والمصارع فى المجرى والتي تسبب فى نشأتها شدة مقاومة الصخور الأكثر صلابة لعملية للنحت، وقد يرجع تكونها أيضاً إلى عدم الانتظام للسطح الأولى فى الإقليم. وتتفاوت خصائص إنحدار النهر بسبب التفاوت فى بنية الصخر. وإذا ظهرت بحيرات على طول امتداد المجرى النهري فإنها ترجع إلى وجود مواضع منخفضة فى السطح الأصلي بالمنطقة، وعلى طول مجرى النهر، وعادة تكون للمياه بالنهر صافية حيث أن الحمولة معظمها خشن، وعبرة عن حمولة قاع. كما تكثر بالمجرى ظاهرة الحفر اللوعائية والمجارى للصخرية فى قاع المجرى الشابة، وغالباً تكون مصاحبة للشلالات والمصارع، ويختفى السهل الفيضى حيث لم يكن قد بدأ تكونه بعد، كما فى شكل (١٣).

#### مرحلة النضج Mature stage :

يصل النهر إلى مرحلة تطورية أكبر نتيجة استمرار عمليات للنحت والتخفيض بفعل المياه طوال مرحلة الشباب، ونتيجة للنحت المستمر تتغير خصائص المجرى النهري وسطح المنطقة ولامحها بعد فترة نحت طويلة، وبذلك ينتقل النهر إلى المرحلة الجيومورفولوجية للتالية وهى مرحلة النضج.

ويسم المجرى النهري فى هذه المرحلة بخصائص مميزة منها بطئ الإنحدار نسبياً، ويكون النهر لديه القدرة من خلال هذا الإنحدار أن يصل إلى سرعة تمكنه من حمل الرواسب التى وصلت إلى المجرى من كل الجوانب، والنهر هنا لا يكون قادراً تماماً على نحت مجراه بشكل أعق إلى حين أن يتم تقليل الحمولة التى وصلت إليه من الجوانب ومن الروافد المختلفة.

وفى حالة الأنهار للناضجة تكون لديها القدرة على حمل الرواسب ويكون هناك تجانساً، وزيادة لقدرة النهر على النشاط بدرجة كافية للوصول إلى مرحلة نحت متطور وقد أشير إلى ذلك بقطاع التوازن profile of equilibrium. لهذا فإن النهر الناضج تماماً ليس به انتظام فى قطاعه الطولى، وليس به مصارع ولا شلالات، وتؤدى عمليات التجوية ونحت سفوح وجوانب الأودية إلى تقليل الإنحدار إلى حد كبير وجعل سفوح جوانب النهر خفيفة الإنحدار.



After Strahler

مراحل التطور الجيومورفولوجي للأودية والوصول إلى شبه السهل

شكل (١٣)

ويتسم قاع المجرى فى هذه المرحلة بأنه أوسع من مرحلة الشباب، حيث يتم توسيعه بعمليات النحت الجانبى، ويبدأ النهر فى تكوين السهل الفيضى.

### مرحلة الشيخوخة Old stage :

إذا وصل المجرى الرئيسى للنهر درجة من النحت كبيرة وأصبح متوازناً graded فإن النهر بذلك يكون قد وصل إلى مرحلة النضج المبكر Early Maturity، لما إذا تم نحت جوانب المجرى وأصبحت السفوح فى حالة متوازنة أيضاً فإن النهر يكون قد قطع شوطاً كبيراً ومتطوراً فى مرحلة النضج، وإذا وصلت المسيلات المائية التى تغذى النهر بالمياه إلى حالة التوازن فإن النهر يكون قد وصل إلى مرحلة الشيخوخة.

وقد يحدث اضطراباً فى مراحل سير الدورة الجيومورفولوجية لعدة أسباب منها التغيرات المناخية، حيث ينتج عنها زيادة أو نقصان واضح فى كميات التصريف النهري، وتغير عمليات النحت والإرساب وكمية الحمولة، ولتى إما أن تسارع فى سير الدورة ونحت الأشكال، أو يتم حوثها ببطء.

ويمثل تغير مستوى القاعدة base level أيضاً سبباً آخر من أسباب اضطراب سير دورة التعرية، سواء إرتفاع مستوى القاعدة أو هبوطه. فهبوط هذا المستوى الذى ينتهى إليه الجريان النهري يجعل للنهر يميل إلى النحت والتقيض، ويحدد نشاطه، بينما بإرتفاعه يعمل على الإرساب وتوقف وإضعاف عمليات النحت. فالارتفاع مستوى القاعدة يعمل على غمر الأجزاء الدنيا للأودية، ويرتبط بذلك أشكال رسابية مثل البناء للتلاوى وبناء للسهل الفيضية عن طريق السدم والإرساب التراجعى بالاتجاه نحو المنابع النهريّة.

لما هبوط مستوى القاعدة فينتج عنه انخفاض مستوى البحر ومنها ماحدث فى عصر البلايستوسين وتكوين الجليد وهبوط مستوى البحر إلى - ١٣٠ متراً، وتصبح هناك مسافة بين منطقة المصب - وهو سطح البحر الهابط - ومخرج الولادى،

فيعمل النهر على نحت هذه المسافة، وتكون النتيجة هو أن النهر أخذ يجدد شطبه rejuvenation وتحول إلى حالة لنحت. ويركز النهر في هذه المرحلة على عمليات النحت الرأسى بدرجة أساسية، فيصق مجراه ويحاول أن يسوى السطح وبذلك تصل عمليات النحت حتى للمنابع، فونحت في أراضي ما بين الأودية وفي الصخور للصلبة (Chorley et al., 1984,p.20).

وتمثل حركات الرفع الباطنية Uplift سبباً ثالثاً من أسباب اضطراب نورة التعرية، حيث ينتج عنها لارتفاع منسوب السطح في الوقت الذى يحاول النهر تخفيضه، وهذا يعمل على تكوين شبكات تصريف تتبع الظروف البنائية للمنطقة، وتصبح الأودية منطبعة على السطح Superimposed، وينشط للنهر في هذه الظروف الجديدة في عملية النحت بسبب زيادة الإتحدار وشدته عن ذي قبل، وارتفاع التضاريس يعمل على تجميع كميات أكبر من الأمطار فيزيد تصرف النهر وينشط بذلك في عملية النحت من جديد.

## أنواع المجارى النهرية

### (١) الأنهار التابعة Consequent :

النهر التابع هو الذى يتم حفر مجراه على السطح فى إتجاه يتمشى مع الإتحدار الأصلى للمنطقة. ويتمثل ذلك فى المجارى النهرية التى تتحد من أعلى قمم المناطق المحدبة نحو المواضع المنخفضة، وتظهر أيضاً فى المناطق التى تتحد من المرتفعات نحو السهول الساحلية كما هو الحال فى أودية شرقى الولايات المتحدة، والتى تتحد من السفوح الشرقية لجبال الأبلاتش نحو المحيط الأطلنطى، ومنها أيضاً الأنهار العديدة التى تتحد من الحافة الزرقاء نحو السهل الساحلى الشرقى للولايات المتحدة، ويشبهها أيضاً وادى المريش شمال شبه جزيرة سيناء.



## (٢) المجرى التالى Subsequent :

وتنشأ مجارى هذه الأودية وتتطور فوق منطقة ذات صخور ضعيفة وقد يطلق على هذه الأنهار بأنهار للمضرب strike أى مضرب للطبقات، حيث تتبع الأنهار مناطق ظهور الطبقات، وتكون هذه المجارى لادة مضبط للبنية الجيولوجية. وعادة يشير مفهوم " تالى " إلى أنها تبعية زمنية، بمعنى أنها تالية فى تاريخ النشأة، كما أنها تشير إلى فكرة أخرى وهى أنه قد تم عملها وحفرها وتكونها فوق طبقات صخورها أقل مقاومة، ومن أمثلة هذا النوع من الأودية نهر همسون، حيث يتبع هذا النهر وادياً صدعياً فى شمال شرق الولايات المتحدة فيما بين الابانى ونيويورك، وكثير من لودية ولاية بنسلفانيا تتبع نطاقات من للصخور للضعيفة التى تعرضت لعمليات الانواء، كما فى شكل (١٤).

## (٣) الأنهار العكسية Obsequent :

وتمثل أحد الاتجاهات التى تأخذها الأنهار أثناء تكونها، حيث يكون اتجاه للمجرى عكس الميل العام للطبقات الصخرية، وينتج ذلك من تحكم خطوط الصدوع فى محاور اتجاه النهر فيتغير اتجاه للمجرى ولايتبع للميل العام، وبأخذ اتجاهها عكسياً تماماً. وعادة ماتكون المجارى العكسية هى روافد للمجارى التالية، ومن نماذج هذه الأنهار كاترسكل Kaaterskill بالولايات المتحدة.

## (٤) أنهار تلقائية Resequent :

وهى تتبع ميل للطبقات، وفى نفس الوقت تتبع نفس اتجاه للمجارى الأصلية التابعة، ولكنها تختلف عليها فى أنها تتطور فى مرحلة متأخرة، وعلى مناسب لخفض فرق السطح المخطط stripped.

وعادة مايشير المصطلح إلى حدث recency لكبر فى تطورها وهى كلمة مركبة من كلمتين هما حديث rencent وتابعة consequent.

كما أنها غالباً مائتة روافداً للأهبار التالية ولا يوجد سبب واضح لنشأتها بهذه الصورة (Lobecke, 1939, p.171).

#### (٥) الأهبار غير التابعة Insequent :

وهي التي لا تخضع لأي تحكم أو أي ضابط من الضوابط التي يمكن أن تحكم نشأتها، فهي لا تتبع بنية الصخر، ولا تتبع الميل العام للطبقات، أي أنها تكونت بدون ضابط جيولوجي أو طبوغرافي ولكن تتفق مياها في أي اتجاه يمكن توقعه، وينتج عن ذلك النمط الشجري المعروف بين أقماط شبكات التصريف.

ومن الجيومورفولوجيين الذين اهتموا بالخصائص الكمية في جيومورفولوجية الأهبار، وكثفوا هذه المتغيرات هورتون Horton ١٩٣٢، وسترهلر Strahler بدءاً من ١٩٥٢ حتى ١٩٦٤، وتشورلي Chorley ١٩٦٧، ولنجبين Langbein ١٩٤٧، وجراي Gray ١٩٦٥، وولمان Wolman ١٩٦٧، ومن الخصائص ما هو موضح في جدول (٦) والتي لا يتسع مجال دراستها هنا، ونكتفي بالإشارة للخصائص العامة وما يرتبط منها بالحوض، أو بشبكة التصريف بنظرة شاملة، أو للقطاع الطولي للمجرى long profile أو جزء من الامتداد للنهرى أو قطاع reach، أو ما يتصل بالمقطع العرضي للمجرى.

#### رتب الأودية :

يعتبر هورتون من أوائل من صنفوا الأودية إلى رتب orders عام ١٩٤٥ وجاء بعده سترهلر، وأخذت فكرة رتب الأودية تطوراً كبيراً في طرق ترتيبها. ويعتبر سترهلر في تصنيفه للرتب أكثر إقناعاً، حيث جاءت فكرته باعتبار أن كل رافد من المنابع العليا يأخذ للرتبة ١ باعتبارها أقل قيمة، وإذا تلاقى وادنان من الرتبة ١ فانهما يكونان وادناً أكبر منهما ولذا يأخذ رتبة أعلى وهي ٢، حيث تجتمع مياه كل منهما معاً فينشط للنهر وبالتالي يصبح أقوى وتكون رتبته في شبكة

## جدول (٦)

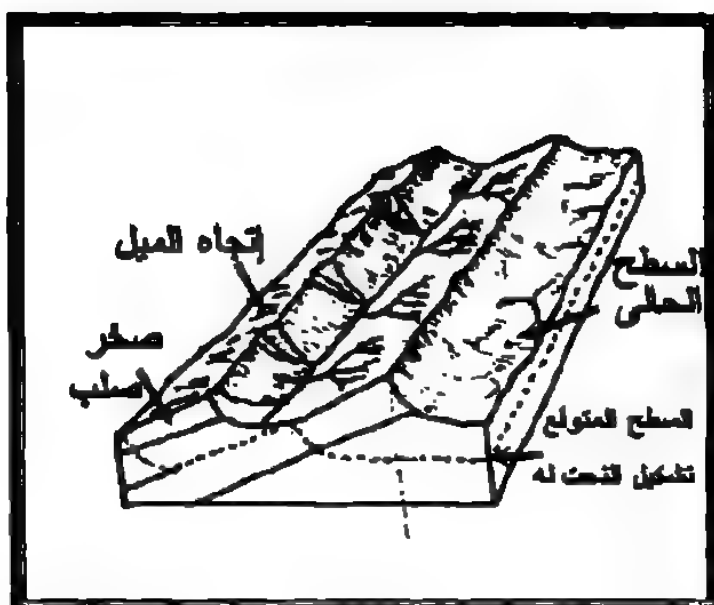
### الخصائص الطبوغرافية لأحواض التصريف والأودية

نوع الوحدة	خاصية الحوض	خاصية الشبكة	خاصية قطاع المجرى reach	المقطع العرضي للمجرى
المساحة	• مساحة حوض التصريف	مساحة تصريف المجاري النهرية	مساحة المجرى	مساحة المقطع العرضي للمجرى
الطول	• طول الحوض محيط الحوض	• طول الشبكة • طول النهر	• طول المجرى • تخرج المجرى	إتساع المقطع العرضي
الشكل Shape	شكل الحوض	• نمط التصريف • شكل الشبكة	شكل المجرى	شكل المقطع العرضي
التضاريس	• تضاريس الحوض • إحدار الحوض	• تضاريس الشبكة • إحدار الشبكة	• تضاريس المجرى • إحدار المجرى	صفى المقطع العرضي

عن جريجوري وواللج، ص ٣٩.

التصريف أعلى، وإذا تلاكى واديان من الرتبة ٢ يصبح المجرى الجديد من الرتبة ٣ وذلك بالاتجاه نحو المصب. وهكذا يكون تصنيف سترهلمر لرتب الأودية كما في شكل (١٥)، ومن خلال تصنيف سترهلمر لرتب الأودية يمكن حساب معامل تشعب للمجرى، كما في جدول (٧) الذي يوضح معامل التشعب لوادى دهب بشبه جزيرة سيناء.

أما تقسيم رونالد شيريف R.L.Shreve فقد جاء مختلفاً واسمائه عدد المجارى أو حجم المجرى Magnitude حيث اعتبر أن نظام التصريف إنما يكون تركمباً، وإن للرواد الأولى عند المنبع تأخذ القيمة ١، ويتلاكى واديان من الرتبة ١ يصبح المجرى أو اللوادي الجديد الناتج عن تلاقيهما بالاتجاه نحو المصب من الرتبة ٢، وإذا تلاكى واديان من الرتبة ٢ تصبح القيمة التي يأخذها المجرى الجديد ٤، وإذا



كيفية تكوين أودية مضرب الطبقات ودورها في تشكيل السطح

شكل (١٤)

<p>تصنيف شريف</p>	<p>تصنيف سترهلر</p>	<p>تصنيف هورتون</p>

تصنيف شبكة التصريف إلى رتب الأودية

شكل (١٥)

## جدول (٧)

تحليل للرتبة والعدد ومعامل التشعب لودى ذهب بشبه جزيرة سيناء

٦	٥	٤	٣	٢	١
مجموع $1 \div 5$	مضروب عدد $1 \times 2$	عدد الأفرع المتضمنة فى المؤشر	مؤشر للتشعب	العدد	الرتبة
متوسط	١٠٢٠٥,٩٥٢	٢٢٨٥	٤,٤٦٦٥	١٨٦٧	١
للتشعب	٢٦٠٢,٠٥٠	٤٩٨	٥,٢٢٥٠	٤١٨	٢
للمرجح	٧٢٠,٠٠٠	٩٠	٨,٠٠٠	٨٠	٣
↓	٤٣,٣٣٢٩	١٣	٢,٢٣٣٣	١٠	٤
	١٢,٠٠٠	٤	٣,٠٠٠	٣	٥
				١	٦
		٢٨٩٠	—	٢٣٧٩	للمجموع
٤,٧٠٠١	١٣٥٨٣,٢٣٤٠	٢٨٩٠	مجموع $4 \div 5$		

تلاقى وادى من الرتبة ١ مع الرتبة ٤ بأخذ القيمة ٥، وإذا تقابل مع وادى من الرتبة ٥ وادى من الرتبة ٣ يصبح من الرتبة ٨ وهكذا. فكان لتصنيف بقيم عدد الوصلات التى تنقل عبرها مياه الشبكة والتى تزداد قيمتها تدريجياً فى التصنيف مرتبطة فى ذلك بتراكم المياه وتجمعها وتأثيرها بالاتجاه نحو المصب.

معامل التشعب bifurcation ratio :

ثم التعرف على معامل التشعب باعتباره من الخصائص المهمة فى حوض التصريف، وذكره هورتون Horton عام ١٩٢٢، ويحدد المعامل عن طريق قسمة عدد للمجارى من أى رتبة فى الحوض على عدد للمجارى فى الرتبة التى تليها حيث أن الرتبة التى تليها يكون عدد مجاريها أقل، ولذا فإن ناتج القسمة يكون أكبر من الواحد الصحيح. بهذا يتضح أن هذا المعامل يعتمد على طريقة الترتيب،

سواء في طريقة هورتون أو طريقة سترالر Strahler، وفي النهاية يمكن الحصول على قيمة معامل تشعب واحدة نعبر بها عن تشعب أودية أو مجارى الشبكة كلها بالحوض الواحد، ويعرف هذا بمتوسط التشعب المرجح والذي أسسه شم Schumm وصاغ طريقته الإحصائية. ويفيد معامل التشعب أيضاً في أنه يعطينا وصفاً كمياً لنمط التصريف، وقد وصل في وادي دهب ٤,٧ كما في جدول (٧).

#### كثافة التصريف drainage density :

هو معامل بسيط يقيس طول المجرى لكل وحدة مساحية في الكيلو متر مربع أو الميل للمربع، وذلك عن طريق قسمة جملة طول الشبكة في الحوض على المساحة الكلية لحوض التصريف، وهذا يعكس تقطع السطح بفعل تكوين الأودية أو شبكة التصريف.

#### جدول (٨)

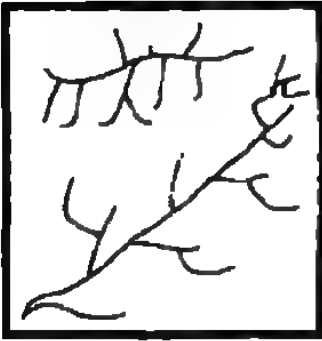
##### المقياس الرقمي لرتب كثافة التصريف

صفة الكثافة	النسيج الطبوغرافي (صفته)	مقدور الكثافة (طول المجرى / الميل للمربع)
كثافة منخفضة	نسيج خشن	أقل من ٢٠
كثافة متوسطة	نسيج متوسط	٤٠ - ٥٠
كثافة مرتفعة	نسيج ناعم	أكثر من ٥٠
كثافة مرتفعة جداً	نسيج ناعم جداً	أكثر من ٢٠٠

After El Ashry, 1971, p. 1704

وبلاحظ من جدول (٨) أنه بزيادة أطوال الأودية في الحوض تزيد الكثافة، وبزيادة الكثافة يتقطع السطح ويتحول النسيج الطبوغرافي تدريجياً من النسيج الخشن الذي تقل به الأودية إلى النسيج الناعم والناعم جداً الذي تكثر به الأودية، كما في شكل (١٦).

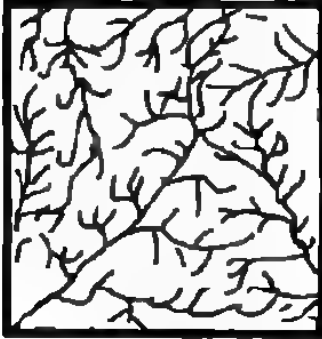
نسيج متوسط



نسيج خشن



نسيج ناعم جداً



نسيج ناعم



---

أنواع النسيج الطبوغرافى لمناطق الأودية النهرية  
شكل (١٦)

وتقاس كثافة التصريف مثل لية طريقة في قياس كثافة للظاهرة وللعناصر الجغرافية، ويتم حساب الكثافة هنا عن طريق قسمة طول شبكة الأودية على مساحة حوض التصريف. وتختلف الكثافات بين القارات وبين أنهار الدولة الواحدة أيضاً.

ففي للجزر البريطانية تتراوح الكثافة ما بين ٠,٥٤-٧,١٤ كم/كم<sup>٢</sup> وفي الولايات المتحدة تتفاوت بشكل واضح، حيث تتراوح ما بين ١,٧-٣,٦ كم/كم<sup>٢</sup> في جبال الأبلاش، بينما لجدها في نيوجرسي ٣٤١,٩-٨٢٠,٦ وفي إيطاليا بين ٤,٥-٨ كم/كم<sup>٢</sup>، وفي نيوزيلندا ٨,١٢-١٦,١٦ كم/كم<sup>٢</sup> وفي الهند من ٠,٨-١,٣ كم/كم<sup>٢</sup>، بينما في سرى لانكا ٠,٨-١,٣ كم/كم<sup>٢</sup>، وفي اليابان ٢٨,٣-٣٢٢,٩ كم/كم<sup>٢</sup> (١).

ويلاحظ من القيم السابقة درجة التباين العالمية في قيم كثافة التصريف للنهرى، وأن هذه القيم ممثلة لكل من العروض الوسطى، والمعتلة، والعروض الحارة (العروض للنديا)، وأن لثر نوع للصخر وخصائص للنبات الطبيعي قد تضمنتها هذه القيم. وقد لوحظ أن القيم الكبيرة والتي بلغت ٨٢١ كم/كم<sup>٢</sup> قد سجلت في بيرث أمبوى الصناعية بالولايات المتحدة، حيث أن المنطقة خالية من النباتات الطبيعي، وغزيرة الأمطار، مما يقلل من الفاقد ويزيد من فعالية للمياه في تشكيل مجارى الأودية، والقيم الأعلى من ١٠٠ كم/كم<sup>٢</sup> سجلت في داكوتا الجنوبية وفي أريزونا. كما أن معظم القيم الأعلى من ٢٠ حتى ٤٠ أو ٤٢٠ كم/كم<sup>٢</sup> معظمها في مناطق فرنسية متباعدة ومحدودة وذات مناخ متميز (Gregory, 1976, p.291). ولوحظ أن القيم المرتفعة للكثافة توجد في حوض البحر المتوسط وتخرج من الأقاليم المناخية المعتلة، إلى المناخ شبه الجاف، ومن المناطق الجبلية إلى الهضبية، ولهذا يشير ملتون Melton عام ١٩٥٧ أن نحو ٩٢% من الخصائص التي تحكم كثافة التصريف المائي يُفسرها معامل (P-E) ثورنثوايت للتبخير والترسيب، وهي المياه المتاحة للجريان، وتشكيل السطح.

(١) مستخرجه من Derbyshire 1976.



وقد اعتبر هورتون Horton عام ١٩٣٢ أن كثافة التصريف التي تتراوح بين ١,٥ ميل/ للميل المربع ( ٠,٩٧ كم /كم ٢ ) وبين ٢ ميل ( ١,٢٤ كم/كم ٢ ) والتي تميز الاقاليم للتساقط الغزير هي عبارة عن أحواض صخورها غير مسامية مع وجود تسرب المياه بمعدل عالى.

وبوضح جدول (٨) أن الكثافة المنخفضة لشبكات التصريف تقل قيمها عن ٢٠ ميل/ الميل المربع بينما الكثافة المتوسطة تصل إلى ٤٠-٥٠ ميل/الميل المربع، وما تزيد عن ٥٠ ميل/ للميل المربع فهي كثافة مرتفعة، أما إذا زادت الكثافة عن ٢٠٠ ميل/ للميل للمربع فتصبح كثافة مرتفعة للغاية.

#### أنماط شبكات التصريف Patterns :

يقصد بأنماط للشبكات ذلك الشكل العام الذى تنتظم فيه الروافد وخطوط المجارى المختلفة بحيث تعطينا فى النهاية مظهراً عاماً لطريقة تقابلها مع بعضها، والمسافات الفاصلة بينها، والاتجاهات والزوايا المختلفة التى تسير بها خطوط الأودية والتي يمكن للحكم عليها واعطائها صفة مميزة لها أو مسمى يتطابق مع خصائص الصورة التوزيعية لهذه الخطوط.

فالنمط الشجرى dendritic يوجد فى مناطق صخورها متجانسة سواء صخور رسوبية أو صخور لركية، وتتجمع الروافد النهرية أو مجارى الأودية بزوايا حادة عند المقارن النهرية، وتعطينا شكلاً عاماً فى النهاية على هيئة للشجرة باغصانها وفروعها، يمثل جذعها المجرى الرئيسى فى الشبكة، ويوجد فى مسيناء وادى ونير الذى يأخذ هذا الشكل، ووادى العريش أيضاً، وتوضح صورة (٥) للنمط فى جبل طويق ممثلة فى وادى العمارة ووادى لبن (روافد وادى حنيفة بالرياض) إضافة إلى وادى جربلاء ووادى الخزمة ووادى تربة شرق الطائف ووادى الحمض بمنطقة المدينة المنورة.

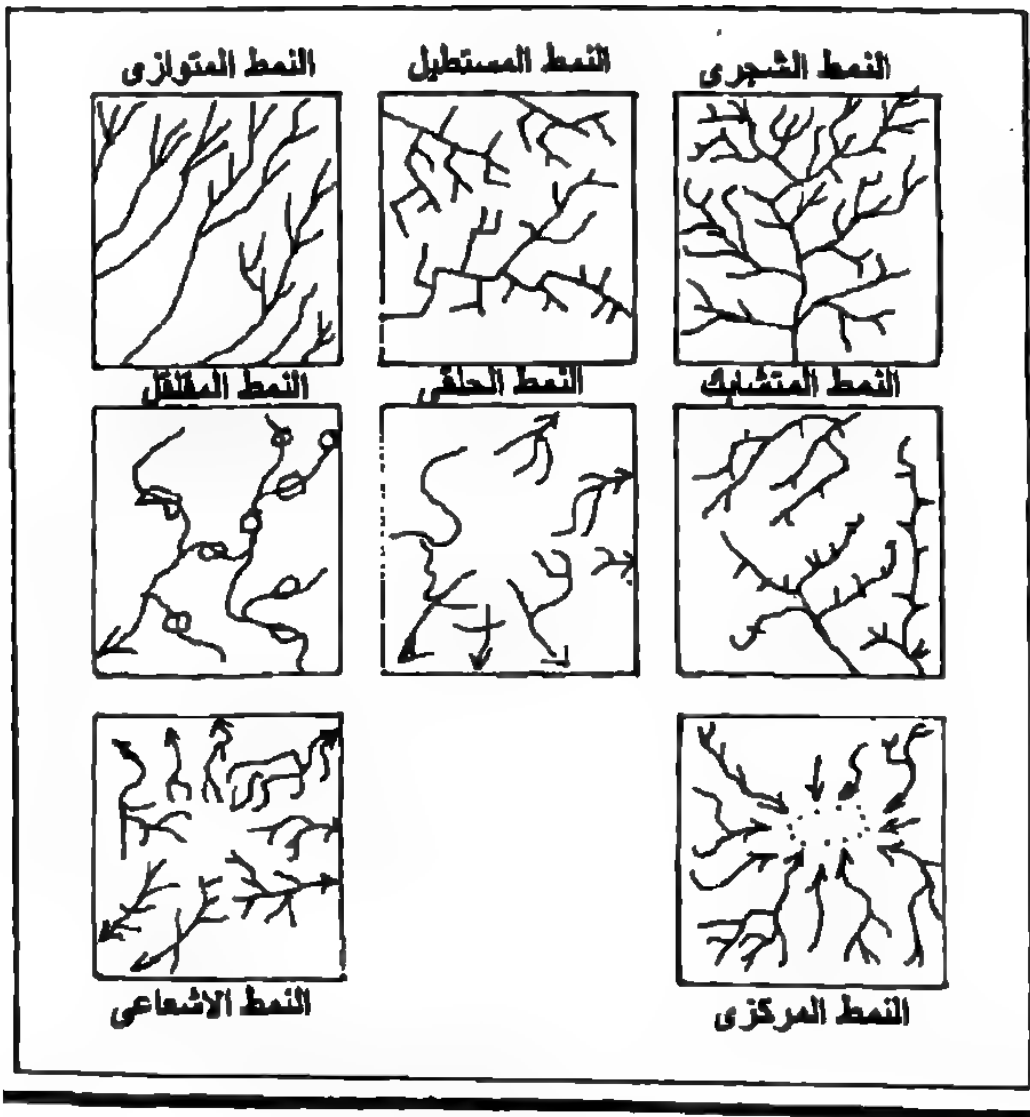
ويتميز النمط المستطيل Rectangular بأن زاوية الالتقاء للروافد بالمجاري الرئيسية أكبر من نظيرتها في النمط السابق، وتقترب للزاوية من الزاوية القائمة أو شبه القائمة، وتكون هذه الروافد محكومة أساساً بعامل البنية الجيولوجية من صدوع وفواصل وغيرها، والتي غالباً ما تتقاطع مع بعضها وتختارها للمجاري كنقاط ضعف لحفر مجاريها، ويظهر ذلك من شكل (١٧).

أما النمط المتوازي Parallel فيوجد حينما تأخذ معظم الأنظمة النهرية اتجاهات عاماً في صورة متوازية، والتي تكون محكومة بمطبات ومقعرات متجاورة أو متوازية، أو تكون محكومة بمجموعة صدوع رئيسية يوازي بعضها البعض، ومن أمثلة هذا النوع الأودية الموجودة في إقليم ميزانيرد في منطقة المنتزه الوطني بولاية كلوراندو بالولايات المتحدة ( أبو العينين، ١٩٨٩، ص ٤٨١)، صورة (٦).

ويتميز النمط المتشابك Trellis بوجود مجاري رئيسية تسير مع الاتحاد العام للسطح، وتلتقي بها روافد قصيرة الطول، وتتبع مكاشف الطبقات أو مضربها strike، وتتلاقى مع الأودية الرئيسية بزوايا قائمة، وتكون الروافد باتجاهات عرضية على المحور الطولي للمجاري، كما في شكل (١٧).

ويوجد النمط الحلقي Annular في المناطق التي تظهر بها ملامح القباب domes التي تعرضت للنحت من أعلاها وتخفيضها من المنتصف، حيث تتبين الصخور، وتبدو خطوط التصريف في هيئة حلقات على طول المناطق الصخرية الضعيفة الممتدة في هيئة حلقات غير كاملة (محسوب، ١٩٩٨، ص ص ١٩٥-١٩٦) كما في أودية تلال لوروش غرب القاهرة.

أما النمط المقلل Deranged فهو يظهر في الظروف الجيولوجية حديثة التكوين، ولا يرتبط بنوع الصخر أو البنية الجيولوجية، والسبب في ظهور صورة هذا النمط هو أن شبكة التصريف تكون حديثة النشأة، ولم يمض وقت طويل لكي تكتمل الشبكة، ولذا فإن صورتها غير مكتملة، حيث تكثر المستنقعات والبرك والبحيرات بشكل كبير داخل شبكة التصريف (أبو العز، ١٩٧٦، ص ١٩٧).



أنماط شبكات التصريف

شكل (١٧)



صورة رقم (٥) نماذج للأودية من النمط الشجري فوق جبل طويق



صورة (٦) نموذج للأودية الصدعية الخائفة في صخور أركية  
جنوب دهب شرقي شبه جزيرة سيناء

ويعتبر نمط التصريف المركزي Centripetal نمطاً مميزاً يرتبط في غالبية أجزائه بالموضع الطبوغرافى، حيث توجد المنخفضات أو الأحواض التى تتحدر إليها مجارى الأودية مع ميل للسطح الذى يكون مقعراً لأعلى، ويكون التصريف متجهاً نحو منطقة مركزية هي الموضع المنخفض. ومن أمثلة هذا النمط الأودية المنحدرة إلى حوض تاريم وحوض زونجاريا، ونحو وادى عربة بالأردن، وتصريف الأودية الجافة في المنخفضات الصحراوية مثلما الحال في منخفضات الصحراء الغربية في مصر، ونحو وادى الموت death valley في الغرب الأمريكى.

وعلى العكس من النمط السابق نجد النمط الاشعاعى Radial حيث تكون الطبوغرافيا محدبة لأعلى والانحدار والميل نحو الخارج، وبالتالي فإن الأمطار تتحدر على الجوانب مكونة أنظمة نهريّة أو مجارى تتجه نحو الخارج، وبصورة منتشرة ومتشعبة. ويظهر هذا النمط بوضوح في مناطق المحدثات، والقباب التى لم تتحت ولم تجوف من وسطها، كما في شكل (١٧).

### القطاع الطولى والنهر المتعادل :

يتميز القطاع الطولى للمجرى النهري بارتباطه بعمليات النحت وتخفيض السطح وتساويته والوصول به إلى مستوى القاعدة النهائى وتكوين شبه السهل، وإذا كانت منطقة حوض التصريف تمر بمرحلة الشباب يكون شكل القطاع الطولى قصير نسبياً، وشديد الانحدار، وشكله يكون محدباً لأعلى في معظم الحالات، لو في معظم أجزائه.

وإذا كان الحوض يمر بمرحلة للنضج فإن للقطاع الطولى للمجرى يصبح مستقيماً في جزء ومقعراً في بعض المواضع، بينما في مرحلة الشيخوخة يصبح القطاع الطولى مقعراً إلى أعلى في شكله العام، ويقترب في معظمه من مستوى القاعدة النهائى. ومن نماذج القطاعات الطولية المقعرة نسبياً هو القطاع الطولى لنهر تارينج Tarenig في وسط ويلز بالجزر البريطانية، والقطاع الطولى لنهر وادى wye الأعلى، كما في شكل (١٨).

والقطاع الطولى المثالى يكون سلساً، ومقعرأ على طول إمتداده، وحيث أن المجرى يتميز بالتصريف المائى الكبير والحمولة الكبيرة فى مرحلة الشيخوخة فإن النهر يقل إنحداره، ويقترّب من الحدود الدنيا لمستوى القاعدة. وتطغى على مدخله مياه البحر لو إذا قلت الانحدارات عند مخرج الوادى. وعادة فإن ما يقطع إنتظام القطاع هو : إما تغير مستوى البحر بالارتفاع وطفئانه على مخرج للوادى، أو وجود ظروف بنائية لصخور المجرى مثل وجود للشلالات، أو بروز الجنادل والمسارح فى مجرى النهر وهذا لا يساعد على إنتظام القطاع الطولى.

وتؤثر التباينات الصخرية على شكل القطاع الطولى للمجرى، حيث أنه إذا ظهرت صخور صلبة فى المجرى واعترضته فإن هذا يكون جنادل، وقد تتكون المسارح، وفيها يستق المجرى فى إتساعه، وتمثل معظم هذه المواضع نقاط تغير فى قاع المجرى بحيث تشتت عملية تعميق المجرى أكثر من التوسيع فى هذه المواضع مما يميل شكل القطاع الطولى إلى التقعر فى معظم الحالات أكثر من تحنّب قاع المجرى خلال القطاع الطولى كما هو واضح فى شكل (١٨) حيث يلاحظ أن القطاع الطولى لنهر النيل يتقعر فيه للمجرى عند الجندل السادس والرابع والثانى.

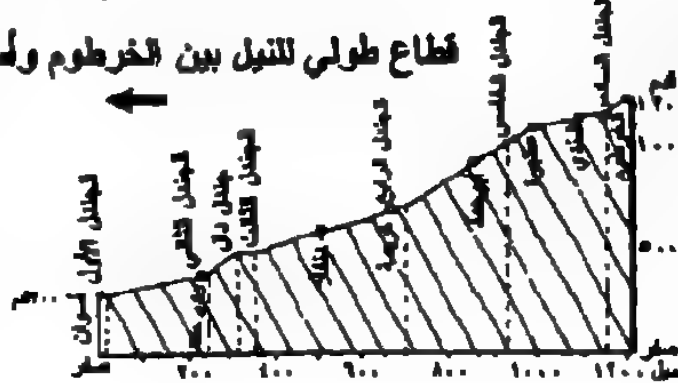
### النهر المتعادل Graded Rivers :

يشار إلى النهر المتعادل بان للنظام النهري قد إكتسب فى أجزائه قطاعاً متوازناً، ولها حالة نظرية أكثر من أنها تمثل الفترة على حمل الرواسب بكمية تكون مساوية للحمولة التى يصلها فعلاً فى أرض الواقع.

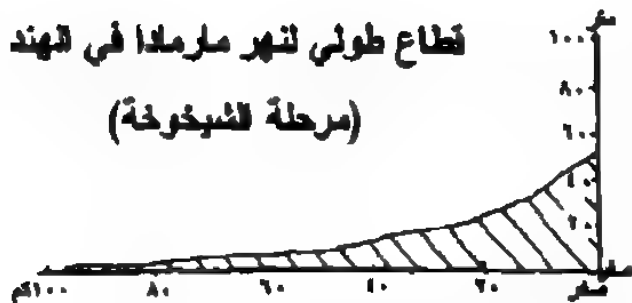
كما يشار أيضاً إلى ان للنظام النهري المتوازن تماماً لايمارس عمليات التحت ولاعمليات الارساب، وكل هذه الاحوال السابقة ليس لها وجود حقيقى.

لهذا فإن النهر الناضج يقوم بالارساب فى لفة لحظة نتيجة للزيادة المؤقتة

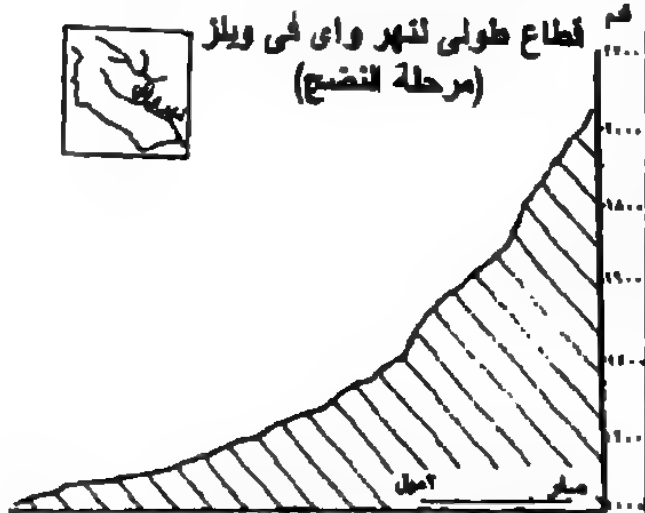
### قطاع طولى للنيل بين الخرطوم وأسوان



### قطاع طولى لنهر مارمادا في الهند (مرحلة الشيخوخة)



### قطاع طولى لنهر واي في ويلز (مرحلة النضج)



قطاعات طولية لبعض الأنهار الرئيسية

شكل (١٨)

فى حمولة النهر، أو نقص حجم المياه حيث تتغير الأحوال إلى عكس ماكانت عليه من زيادة فى الكمية وقوة فى حركة للمياه.

ويلاحظ أن تغير خصائص حمولة النهر تعدل من قدرة النهر على الحمل وتسبب إما للنحت أو الارساب. مثل هذا الصراع يستمر فى المجرى لكى يستمر القطاع متوازناً، ومن المعروف أن التغير فى جزء من النظام ينعكس على إعادة التوافق فى النظام الكلى.

ويعتبر جليبرت G.k. Gilbert من أوائل الجيومورفولوجيين الأمريكيين الذين أسمعوا ووضعوا المحددات للنحت النهري، حيث ذكر أن الأنهار تكون لديها القدرة على حمل الرواسب بكمية كبيرة، وأن هذا دلالة على أن طاقة النهر كبيرة ولها القدرة على نقل المياه والرواسب. واعتقد بذلك بأن الأنهار المتعادلة هى الأنهار التى تكون غير قادرة على تعميق لوئبتها أو تغيير شكل إنحدار قطاعاتها الطولية مباشرة، رغم أن الأنهار التى تصل إلى حمولتها كاملة تكون لديها القدرة على النحت الجانبي (Small, 1985, p.53)، أى أن مرحلة التعادل فى نظره تمثل حالة تطور أخيرة فى النظام النهري.

كما أن ديفز لم يوافق على أن الأنهار المتعادلة ليس لديها طاقة تمكنها من نحت قيعان مجاريها، واعتبر أن حالة التعادل فى النهر قد حدثت فى الفترة المبكرة من دورة التعرية، خاصة عند دخول النهر فى مرحلة النضج، وذكر بأن استمرار حالة التعادل لابد أن يتضمن بالضرورة بعض للنحت وتخفيض قاع المجرى.

وقد ذكر ماكين ١٩٤٨ أن النهر المتعادل هو الذى وصل خلال فترة زمنية فى إنحداره بما يمكنه من نقل كل حمولته التى يجمعها على طول إمتداده خاصة التى يجمعها من المجارى العليا. وقد أصبحت مشكلة تعادل النهر فى الدراسات الجيومورفولوجية أقل اهتماماً بعض الشيء، حيث أصبحت مجالات الاهتمام تنصب على الأشكال الدقيقة وعلى العمليات الجيومورفية فى النهر أكثر من معالجة قضية جدلية نسبية.



ويفسر أرثر بلوم (Bloom , 1969) للمتغيرات والخصائص النهرية التي تحكم النهر المتعادل أو المتوازن، ويذكر أن حالة التوازن يمكن تقسيمها إلى ثلاثة فئات هي : الخصائص المستقلة independent، والخصائص شبه المستقلة semidependent، والخصائص التابعة dependent.

وتتمثل الخصائص المستقلة للنهر والتي تؤثر على حالة توازن النهر في كمية التصريف Discharge وفي مقدار حمولة النهر من الرواسب Sediment، ومستوى القاعدة النهائي ultimate Base level وهي متغيرات يقل تحكم النهر فيها في معظم الأحوال. فالأمطار هي التي تحكم التصريف النهري بالإضافة إلى التبخر والتسرب ونوع النبات. وتبقى فقط مساحة حوض التصريف هي التي تحكم التغيرات في نظام النهر. فالنحت للرأسى للأودية والروافد من الرتبة الأولى يمكن لها أن تزيد من مساحة التصريف للمائي ولهذا يزيد التصريف، ولكن هذه العملية محدودة لأن هناك نظم نهري أخرى مجاورة للنهر ومحددة له. أما الحمولة فهي ترتبط أيضاً بنفس المتغيرات التي تحكم كمية التصريف، بالإضافة إلى نوع الصخر. ومن حيث مستوى القاعدة النهائي نجد أن النهر حينما يصل إليه يفقد كل طاقته وحمولته، وهذه أساساً تكون محكومة بمقدار الارتفاع عن مستوى البحر.

وتتمثل المجوعة الثانية ذات العلاقة بالنهر المتعادل وهي للخصائص شبه المستقلة في كل من عرض القناة للمائية أو المجرى، وعمق القناة، وخشونة القاع، وحجم حبيبات الرواسب المحمولة، وسرعة مياه النهر، وميل النهر إلى اتخاذ صورة مندرجة أو مضفرة braided. ويلاحظ أن هذه المتغيرات تؤثر في بعضها ويرتبط بعضها ببعض الآخر. فالتصريف المائي يحدد نوع الحمولة وحجم الرواسب، وكمية التصريف تحدد السرعة، وشكل النهر مثلاً في المنعطفات نجد يتضمن المياه المتدفقة وحجم وشكل المجرى والقوة على نحت ضفاف النهر، ويؤثر الانحدار على سرعة النهر وكفاءة حمله للرواسب.

لما إنحدار المياه نحو المصب فإنه يعتبر للمتغير التابع والوحيد بين كل المتغيرات، حيث أنه يمكن أن يتغير بسبب إقامة السدود على المجرى، أو سحب مياه النهر ودفعها إلى الترع. ويتغير طول المجرى بسبب تغير الانحناءات أو بناء الدلتا، ويمثل الانحدار تعديلاً نهائياً، حيث أن النهر يصبح نهراً متعادلاً أو متوازناً. وإذا فرض مثلاً أن تغير الانحدار فجائياً فإنه سوف يكون مشتركاً مع المتغيرات السابقة ذكرها.

### المقطع العرضى Cross section :

يمثل المقطع العرضى للمجرى تلك الهيئة التى يحفرها النهر ويشكل بها القناة التى تنقل عبرها المياه، ولكننا ننظر إليها (الهيئة) بشكل متعامد على امتداد المجرى، ويمتد بين ضفتي المجرى شاملاً قاع المجرى.

وتختلف المقاطع العرضية للمجرى فى مناطق المنابع عنها عند مصبات الأنهار. فالمقاطع العرضية فى منطقة المنابع تكون أقل عمقاً فى البداية، وسرعان ما يشتد عمق هذه المقاطع تدرجياً حيث يميل النهر نحو التعميق أكثر من التوسيع، ويمكن ملاحظة ذلك فى منابع نهر النيل فى غرب السودان، حيث يلاحظ أن المقطع العرضى للمجرى على بحر العرب جنوب خور الجرنشى له من العمق الكبير أكبر مما له من الاتساع، وعند المنابع فى هضبة البحيرات نجد أن المقطع العرضى لنهر نيمولى قرب بحيرة البرت عمقه ١٧,٢ متراً وعرضه ضيق يصل فى حدود ٩-١٠ أمتار، نظراً لأن الصخور لركبة، والمنطقة بها آثار فواصل وصدوع أثرت على سرعة التعميق أكثر من التوسيع شكل (١٩).

لما فى حالة المجارى النهرية التى تمثلها بالبيانات، وتتحول المنطقة المحيطة إلى مستنقعات كما هو الحال فى نهر الببور الذى ينحدر من هضبة الحبشة إلى النيل الأبيض عند موقع موثير فيلاحظ أن المجرى متسع بدرجة كبيرة، ويقل العمق بشكل واضح، ولذا تنتشر المياه على الجانبين مكونة مستنقعات، ويصبح مجرى

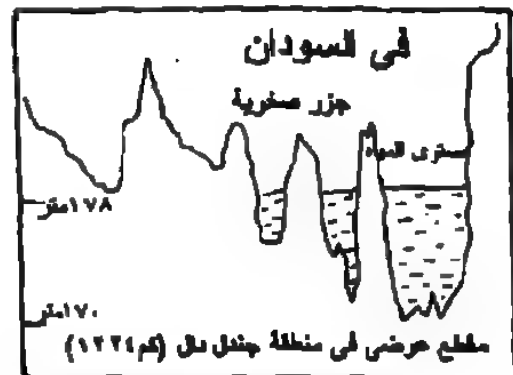
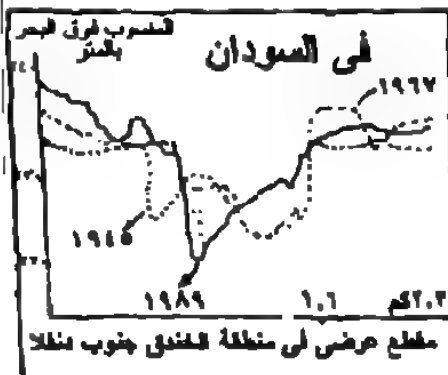
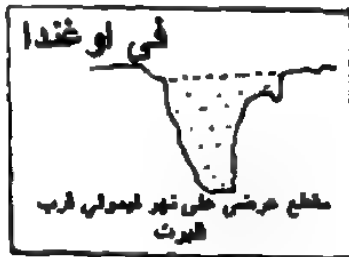
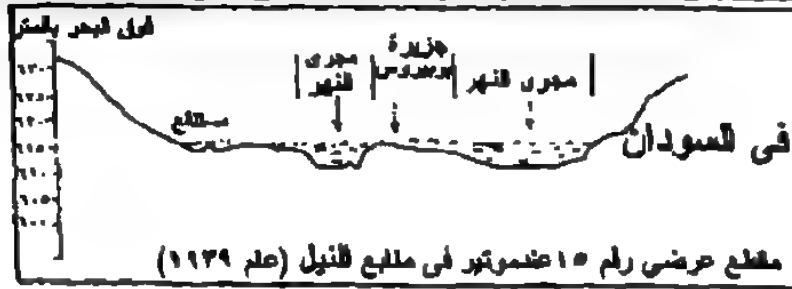
النهر متشعباً وتحصر المجارى فيما بينها جزراً.

وبمقارنة القطاعات شكل (١٩) يلاحظ أن الاتساع أخذ في الزيادة للتكريرية بالاتجاه نحو المصب بدءاً من بحر العرب، ونيل البرت، ثم نهر البيور ووصولاً إلى النيل النوبى فى الوسط الشمالى للسودان، ويزيد إتساع المجرى من ٩٠٠ متر جنوبى دنقلا فى السودان إلى ١٠٧٠ متر فى قطاع كيلو ٢٠٥ شمال إسنا فى جنوبى مصر. ويزيد العمق بمعدل أقل حيث يكون فى بحر العرب ٣,٢ متر وفى نهر البيور ٦,٧ متر، ويصبح جنوبى ودنقلا ١٢,٦ متر وفى منطقة إسنا فى مصر ٧,٧٩ متراً كما فى جدول (٩) حيث الاتجاه العام نحو زيادة الإتساع أساساً.

ويختلف المقطع العرضى للمجرى فى مناطق الضلالت عن المناطق التى يخفر فيها النهر مجراه فى تكوينات رسوبية مفككة فالمقطع العرضى لنهر البيور وفى المنطقة جنوبى دنقلا يتميز بأنه يأخذ الشكل الطولى ( المستطيل) أو الشكل المائى، فى حين يتميز المقطع العرضى فى منطقة ضلال دل شمال السودان - حيث الصخور الأركية - بعدم الانتظام للنام، وبأنه عبارة عن مجموعة مجارى متجاورة تتصل بينها عدة جزر صخرية يبلغ عددها ٣ مجارى رئيسية، وأن مناسيب هذه المجارى المتشعبة غير متساوية على الإطلاق، وأن هناك ميلأ عاماً للمجرى فى زيادة عمق فى المجرى الشرقى وقلة العمق بالاتجاه نحو الغرب كما فى شكل (١٩).

وتختلف المقاطع العرضية أيضاً باختلاف عمليات النحت والارساب، فالمقاطع العرضية فى المناطق التى تتعرض للنحت نجدها لها من العمق أكثر مما لها من الإتساع، بعكس الحال فى المناطق التى تتعرض للإرساب حيث يطو قاع المجرى، ويتم بناء حواجز مغمورة، فيقل للعمق وبالتالي يزيد العرض إذا قورنت بالعمق فيختلف بذلك شكل المقطع.

وتختلف المقاطع العرضية باختلاف المرحلة للتطويرية التى يمر بها النهر. فإذا كان النهر فى مرحلة الشباب يصبح المقطع عميقاً بدرجة كبيرة وإتساعه ضيقاً



أعطاء من المقاطع العرضية لصخور مختلفة

في القطاع الأعلى والأوسط لنهر النيل

شكل (١٩)

## جدول (٩)

خصائص المقطع العرضي لنهر النيل وروافده في قطاعات مختلفة بالمتر

المنطقة	العرض بالمتر	العمق بالمتر	معامل العرض على العمق
بحر العرب	٤٧,٥	٣,٢	١٤,٨
نهر نيمولى قرب البرت	٩	١٧,٢	٠,٥٢
كيلو ١٠٠١ شمال الخرطوم عند نفقلا	٩٠٠	١٢,٦	٧١,٤
نهر الببيور موقع مونتير	٦١٠٠	٦,٧	٩١
قنا قطاع ٢٠٥ شمال إسنا	١٠٧٠	٧,٧٩	١٣٧,٤

بدرجة واضحة، بينما إذا كان في مرحلة الشيخوخة يصبح المقطع ذو إتساع كبير  
فوق التعمق، وإذا اختلف أشكال المقاطع العرضية حسب المرحلة التطورية للنهر.

ويؤثر نوع الصخر على المقطع العرضي، بحيث إذا مر النهر في مناطق  
الصخور الأركية خاصة في مناطق الجنادل فإن قاع المجرى يصبح غير منظم  
لوجود صخور الجنادل والمسارع، بينما إذا كان للنهر بعبء منطقة رواسب فيضية  
ارسبها لنفسه وكون سهل الفيضى فإن المقطع يميل إلى الانتظام ويتميز قاع  
المجرى بالاستواء إلى حد كبير.

ويشار عادة إلى شكل المقطع العرضي إذا كان شكله منتظماً أم لا، ولهذا فإن  
قياس انتظام المقطع يعتمد على تقسيم إتساع المقطع الممتد بين الضفتين ممثلاً في  
سطح المياه إلى قسمين متساويين، وعمل خط عمودي من أعلى إلى أسفل يصل  
بين نقطة المنتصف وقاع المجرى. وبذلك ينقسم المجرى إلى قسمين، فإذا تساوى  
القسمين في مساحتهما أصبح المقطع منتظماً، وإذا اختلفا أصبح المقطع ينقسم بعدم  
انتظام Asymmetry (Richards, 1982, p.10)، كما في شكل (٢٠).

وعامة ينتج عن النشاط البشرى المتصل بالمجرى النهري بشكل مباشر تغيرات، سواء بسبب المنشآت الهندسية التى يقيمها الإنسان مثل الكبارى والسدود، أو عمل تكسية لاضفاف المجرى بالأحجار لتثبيتها، وعمل قواطع فى المجرى مثل شق الترع والقنوات التى تأخذ مياهها من النهر، وكلها تمثل أعمالاً تعتبر تصديلاً لمجرى النهر، وتسبب فى تغيرات فى المقطع العرضى، وفى القطاع الطولى، وقد يصل تأثيرها إلى تغير الشكل العام للمجرى، وكل ذلك قد يتسبب فى زيادة كفاءة المجرى وقد يمنع ويحول دون نحت لقاع أو الضفاف.

وهناك تأثيرات للإنسان غير مباشرة تنعكس على المجرى النهري، ومنها تقطيع الغابات أو استزراع الغابات، حيث أنه فى الحالة الأولى يزداد التدفق بينما يقل فى الحالة الثانية، كما أن إنشاء الطرق وتحويل المناطق للواقعة بين الأودية إلى استخدامات أخرى قد جذبت لانتباه الإنسان فى الفترات الأخيرة لاستغلال مياهها فى مشروعات متميزة وتحويل لتجاهات المياه فى أعلى الأنهار، بالإضافة إلى تأثير عملية التحضر ومستواها المرتفع الذى وصلت إليه كثير من الدول والتى تتطلب استهلاك كميات كبيرة من المياه، وغالباً لا تعود إلى النهر مرة أخرى، فيقل التصريف النهري ويميل النهر للإرساب.

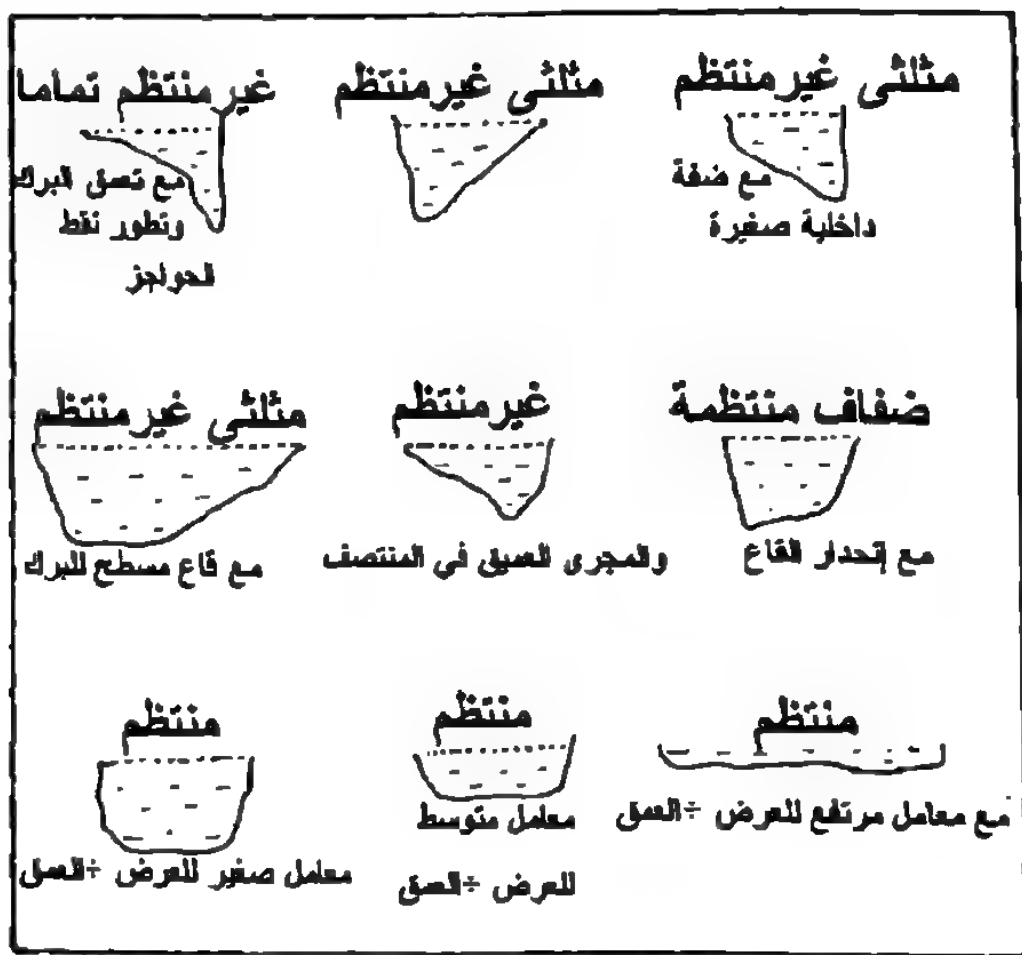
### العمليات الفيضية :

تتمثل العمليات الفيضية التى تقوم بها الأنهار بشكل أساسى فى عمليات النحت والنقل والإرساب، ويمكن تناول كل عملية منها بقدر من التفصيل.

### العوامل التى تحكم معدل النحت النهري :

توجد عدة عوامل تتحكم فى قدرة النهر على النحت، ومقدار هذا للنحت، وتوجد علاقات بين هذه العوامل أيضاً، والتى تتمثل فى الصور الآتية :

❖ إذا زادت كمية المياه فإنه يتبعها زيادة فى سرعة جريان مياه النهر وينتج عن ذلك زيادة قدرة النهر على ممارسة نشاطه فى عمليات النحت.



After: Milne. 1979, P.225

المقاطع العرضية لمجاري الأنهار وخصائص القاع المرتبط بكل

شكل (٢٠)

❖ أنه بزيادة إنحدار للمجرى سواء بسبب ظروف طبيعية أو بسبب تدخل الإنسان فإن ذلك يزيد من سرعة التيار، وبزيادة سرعة التيار تزداد قدرة النهر على للنحت.

❖ إذا زادت خشونة جوانب المجرى أو للضفاف Banks أو للقاع bottom فإن هذا يضعف التيار، ويقلل سرعة للمجرى فتقل بذلك قدرة النهر على للنحت.

❖ إذا زادت كمية حمولة النهر من الرواسب فإن هذا يزيد من قدرته أولاً على للنحت والنقل، لأنها تستخدم كمعاول مساعدة مع سرعة للمياه في العمل على زيادة للنحت، وتزيد سرعته، وتكون لديه القدرة على حمل كميات كبيرة من للرواسب.

❖ إذا تدخل الإنسان في للمجرى سواء بإنشاء قناطر وسدود، أو عن طريق تصريف مياه للنهر إلى الترع المتصلة به فإن هذا يجعل للنهر يميل إلى الإرساب بسبب نقص للمياه المتدفقة به، وسرعان ما يتحول إلى حالة للنحت بالاتجاه نحو المصب بعد إرساب كمية كبيرة من حمولته

وتؤثر كميات التساقط على الجريان للنهرى وبالتالي على كمية للرواسب التى يتم نحتها ونقلها عبر المجرى، فقد وجد فى الولايات المتحدة أن للكمية المنتجة من للرواسب فى أحواض للتصريف فى الأقاليم المناخية المختلفة تصل إلى أقصاها فى المناطق التى تتلقى أمطار قدرها ١٠-١٤ بوصة، ويقل الجريان فى حالة زيادة كثافة للغطاء النباتى الطبيعى. ويلاحظ أن كمية للرواسب التى تصل أمام الخزانات والسدود إذا كان التساقط ١٠ بوصات تبلغ ١٨٠ طن / الميل للمربع، وإذا وصلت كمية الأمطار إلى ٣٠-٤٠ بوصة تزيد كمية للرواسب المنتجة بفعل للنحت للنهرى إلى ١٧٦٠ طن / الميل للمربع. (Langbein & Schumm, 1958, pp. 1076-1078).



## عملية النقل :

يتم نقل الرواسب عن طريق الأنهار والتي تظهر في عدة أشكال للحمولة النهرية، إما عن طريق درجة للرواسب فوق قاع المجرى وتعرف بعملية الجر أو السحب Traction، أو بطريقة الوثب للفجائي أيضاً لجزيئات الرواسب ومسيبات أخرى تؤدي إلى تحريك للرواسب في حركة قفز، بحيث ترتطم للرواسب أثناء تحريك الرواسب وتعرف هذه العملية بعملية القفز Salation.

والطريقة الثالثة لنقل الرواسب يتم فيها حمل الرواسب بين أجزاء المياه المتحركة في شكل محمول وتعرف بطريقة للتعلق Suspension، بالإضافة إلى إذابة الصخور وحمل الرواسب في هيئة مذابة وتعرف هذه الطريقة بالإذابة الكيميائية Chemical Solution، وهي الطريقة الرابعة وبشكل عام تؤثر سرعة المياه على نقل الرواسب الصلبة وليست المذابة.

### جدول (١٠)

العلاقة بين حجم الحبيبات وأقل سرعة لازمة لبدا عملية الجر

أقل سرعة مم / ثانية	حجم الحبيبات بالمليمتر	أقل سرعة سم / ثانية	حجم الحبيبات بالمليمتر
٤٠	١	٣٠٠	٠,٠٠١
١٧٥	١٠	٨٠	٠,٠١
٤٠٠	١٠٠	٣٠	٠,١

After : Tuttle, 1971, p.28

ويلاحظ من جدول (١٠) أن للرواسب من أحجام الرمل (٠,١-٢ مم) يتم نقلها بسرعة وبسهولة ٣٠-٤٠ سم في الثانية، بينما رواسب الطين الناعم والطيني والحصي الخشن تحتاج كلها إلى سرعات أعلى من أجل بدء حدوث عمليات الجر، فالطيني والطيني ليطى في بدأ الحركة بسبب صغر حجمها وتجاوز حبيباتها ولكن يتم حملها مع للسرعات المنخفضة سواء بطريقة للتعلق أو للقفز.

وتختلف قوة الجر أو السحب التى تقوم بها مياه الأنهار أثناء حملها للرواسب التى تجرها على للقاع حسب نوع الرواسب وسرعة التيار، ويتضح من جدول (١١) أنه كلما زادت أحجام الحبيبات من الرواسب الطينية الخفيفة إلى الرواسب الطينية فإنها تحتاج إلى طاقة جر أكبر لكى تنقل الرواسب الأخف. فالرواسب الطينية الخفيفة تحتاج طاقة جر تبلغ ٠,٠٢ رطل / القدم للمربع كقوة جر حتى يمكنها أن تصل إلى سرعة نقل للرواسب بمعدل ١,٠٥ قدم / الثانية، وإذا كانت الرواسب طينية رملية Sandy Clay فإنها تحتاج إلى طاقة السرعة ١,٤٨ قدم / الثانية.

وبزيادة سرعة التيار تزداد قدرته على جر وسحب الرواسب، حيث إذا زادت قوته من ٠,٠٤ رطل / القدم للمربع إلى ٠,٦٣ رطل / القدم للمربع فإن قوة جر الرواسب وسحبها على للقاع تزيد بسبب ذلك من ١,٤٨ قدم / الثانية إلى ٥,٩ قدم / الثانية على سبيل المثال أى تزيد فى هذه الحالة نحو أربعة أمثال.

### جدول (١١)

العلاقة بين سرعة الجر وسحب للرواسب ونوع الرواسب للقاع

نوع الرواسب	قدم/ ثانية	رطل/ قدم المربع	قدم/ ثانية	رطل/ قدم مربع
طينية رملية	١,٤٨	٠,٠٤	٥,٩	٠,٦٣
طين	١,١٥	٠,٢٤	٥,٤١	٠,٥٣
طينية خفيفة	١,٠٥	٠,٠٢	٤,٤٣	٠,٣٥

المصدر : نقلًا عن ليليسكى، ١٩٦٥، ص ٢٩٧.

وتقوم الأنهار بنقل الغالبية العظمى من الرواسب التى تم تجويتها من اليابس إلى الماء، أو من القارات إلى البحار والمحيطات، ويتم حمل الرواسب فى المجارى النهرية بثلاث طرق، الطريقة الأولى تكون فيها الرواسب من نوع الطمي والطين والتي يطلق عليها اسم mud وهى راسب ذات أحجام صغيرة مما يساعد المياه على حمل هذه الرواسب بين المياه المتحركة وتعرف باسم الحمولة العالقة Suspended load.

لما إذا كان حجم الحبيبات التى تم تجويتها كبيراً، وأن النهر لم يستطع طحن وتكسير الرواسب وتفتيتها بدرجة كبيرة لأنها تظل محتفظة بكبر حجمها، وتصبح الرواسب من أحجام للرمل والحصى بأحجامها المختلفة، وقد تتخللها أجزاء صخرية وشظايا، ومن هنا فإن مياه النهر لا تستطيع حمل هذه الأجزاء فى صورة عالقة بين أجزاء المياه المتحركة فى النهر، ولكن يكون للنهر له القدرة على دفعها فوق قاع المجرى فى اتجاه نحو المصب، وتعرف هذه الحمولة بحمولة لقاع bed load، ونلاحظ أننا إذا نظرنا إلى المجرى النهري بالاتجاه نحو المنبع فإننا نلاحظ أن حمولة لقاع تنقل بطريقة الجر أو السحب Truction. وقد أشار بلوم (Bloom 1969)، إلى أن مقدار حمولة لقاع تصل إلى ١٠% حجم الحمولة المعلقة، رغم أنها تزيد عن ٥٠% من جملة الحمولة فى بعض الأنهار.

وتوجد طريقة ثالثة تنقل بها الرواسب عبر مياه الأنهار وهى أن المياه تكون لها القدرة على إذابة أنواع من الصخور، خاصة للصخور الجيرية، وتحويلها من صورة صخرية صلبة إلى هيئة مذابة طبقاً لعمليات التجوية الكيميائية التى سبق ذكرها، وتعرف هنا بالحمولة المذابة Solution Load وتنتشر هذه الطريقة فى إقليم الصخور الجيرية، وغالباً ما تكتسب المياه اللون المائل للبياض، بالإضافة إلى أن أنواع الصخور الأخرى تتم إذابة المواد اللاصقة للحبيبات مما يزيد من ملوحة مياه الأنهار نسبياً عن المياه العذبة النقية التى تسقط فى صورة أمطار، قبل أن تمارس تجويتها الكيميائية مع للصخر.

وقد قدر أن الحمولة المذابة من حمولة النهر تكون عادة أقل من الحمولة العالقة فى مياه النهر. أما فى المناطق الرطبة فإن المناطق التى تنمو فيها الأشجار والغابات تزيد فيها الحمولة المذابة إلى ٥٨% من جملة الحمولة المنقولة، وأن كانت السمة الغالبة للحمولة المذابة أنها أقل فى كميتها ونسبتها من الحمولة العالقة. وبالنسبة لحمولة لقاع التى لا تمثل إلا ١٠% فقط من مقدار الحمولة العالقة إلا أنها يمكن أن تصل إلى ٥٠% فى مجارى الأنهار المضفرة (Ibid.) كما سبق للذكر.

فى شمال شرق الولايات المتحدة تبلغ الحمولة المذابة فى نهر سانت لورنس ٨٨% من جملة الحمولة العالقة، وفى نهر المسيسى تبلغ نسبة الحمولة العالقة ٦٥% و ٢٦% حمولة مذابة، بينما نقل حمولة للقاع إلى ٦% من جملة حمولة للنهر.

#### الإرساب :

تميل الأنهار إلى إرساب الحمولة إذا تغيرت الظروف فى المجرى، فإذا زادت حمولة النهر من الرواسب عن قدرته، مال للنهر نحو الإرساب، وإذا قلت كمية التصريف فإن قوة النهر تضعف وتقل سرعته فيميل إلى الإرساب. كما أنه إذا ارتفع مستوى القاعدة لأسباب باطنية فإنه يميل النهر إلى الإرساب خاصة قرب المصب، وإذا كان النهر يمر بمنطقة بحيرات أو بمنطقة مستقيمة خلال رحلته من المنبع إلى المصب فإنه يتوقف عن الجريان وتضعف سرعته تماماً فيلقى مابه من حمولة كما هو الحال فى منطقة بحيرة (نو) جنوب السودان، وإذا تغير إنحدار المجرى، وإنحدر من منطقة شديدة الانحدار إلى منطقة أقل إنحداراً أو مستوية فإنه تفرش المياه والرواسب على هذا السطح ويرسب كل مابه من حمولة، ومثال ذلك نيل البرت حينما يدخل الحدود الجنوبية للسودان تنتشر الرواسب والمياه فى منطقة بحر الجبل وتكون المستنقعات المعروفة هناك.

#### الأشكال الجيومورفولوجية الفيضية

##### أولاً : أشكال النحت :

(١) الشلالات : هى من أشكال النحت النهري، وتوجد فى الأنهار والأودية الجافة أيضاً حيث كانت تجرى بها المياه التى حفرتها مجاريها. والشلالات عبارة عن تغير فجائى فى انحدار المجرى، ويخضع الشلال فى نشأته لظروف اختلاف طبقات الصخر وتباين درجة مقاومتها للنحت، وبمساعدة الصدوع والفواصل أحياناً تتشكل الشلالات. وتوجد فى العالم أنواع متعددة من الشلالات تختلف باختلاف الهيئة والانحدار، ويمكن عرض أنواع الشلالات :

(أ) الشلالات السلمية Step Falls ويتكون مظهرها في المجرى للنهرى حينما يخترق النهر منطقة خانقية، حيث يقوم النهر بلحت مجراه في صورة وادى مغلق، ويبدو به التباين في امتداده المتتابع، وينتهى لإحدار للمجرى للمائى فوق سطح أرض جديدة، وإذا وجدت ملامح عدم الانتظام في البنية في منطقة اللحت السفلى للمجرى ومواجهة له، فإن معدل اللحت سوف ينضم بعدم التساوى، وإن المجرى للنهرى للتابع سوف يبدو في هيئة عدد من السلام أو الدرجات. وقد يشار إلى هذا النوع من الشلالات بأنها شلالات خطية الصنوع Joint - Plane Falls فوجود الصنوع، مع سقوط الأمطار وتدفق مياه النهر يعمل على تفاوت اللحت في مواضع الصخور المقاومة ومواقع بالفواصل الضعيفة، وتوجد في النهاية حالات الأودية المغلقة، وقد يصل إرتفاع الأودية المغلقة إلى ١٠٠٠ قدم، ومن أمثلتها تلك الموجودة في نوناتاك Nonatak في شبه جزيرة السكا.

(ب) شلالات الغطاء الصخرى Cap-rock Falls :

هى عبارة عن طبقة من الصخور الرسوبية متصلة، ولها درجة تحمل وتكون جافة محددة بشال يوجد به خطية صدع، وهو نوع خاص من انواع الشلالات التى يطلق عليها شلالات الغطاء الصخرى (Engeln, 1942, p. 186).

ويتطور شلال الغطاء الصخرى عن طريق اللحت التراجعى للمجرى، وتكون الصخور اللينة مثل طبقات الطين والطفل أسفل الطبقات العليا الصلبة مثل الحجر الجيرى أو الحجر الرملى أو الدولوميت، ويتم لحت الصخور اللينة السفلى بمعدل أسرع من الصخور الصلبة التى تقع فوقها ويتكون بذلك هيئة شبه رأسية تعرف بالشلال. ومن أمثلة هذا النوع شلالات نياجرا فى الولايات المتحدة كما فى شكل (٢١). وتشير الدراسات إلى أن معدل تراجع هذا النوع من الشلالات ٥,٤ قدم فى السنة، ويرجع ذلك بسبب تكون برك الغطس Plunge أسفل الشلال مما يساعد على زيادة اللحت السفلى وبالتالي تكسر وانهيار الصخور العليا بمعدلات أسرع.

### (ج) شلالات الحواجز الرأسية Vertical Barrier Falls :

يُنْتِج تكوين هذا النوع من الشلالات عن شدة مقاومة الصخر لعملية للنحت بدرجة أكبر من الطبقة الأفقية تُرْفَد تحتها، وقد يوجد قاطع من الصخور للأنارية يمتد بشكل رأسي في منطقة تكون الشلال، وتتم إزالة الصخور المحيطة به باتجاه المصب، وتظل صخور هذا القاطع تقف بشكل رأسي صلب، مكونة بذلك مظهر الشلال. ومن أمثلة هذا النوع من الشلالات ذلك الموجود في نهر يلوستون Yellowstone في منطقة المنتزه الوطني بالولايات المتحدة.

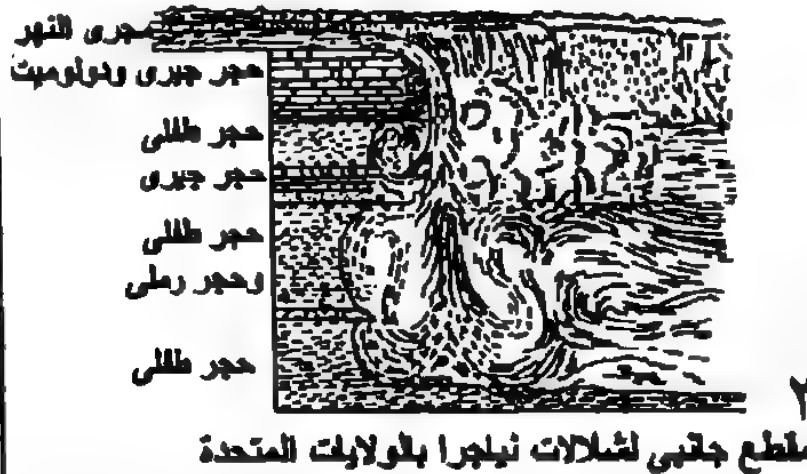
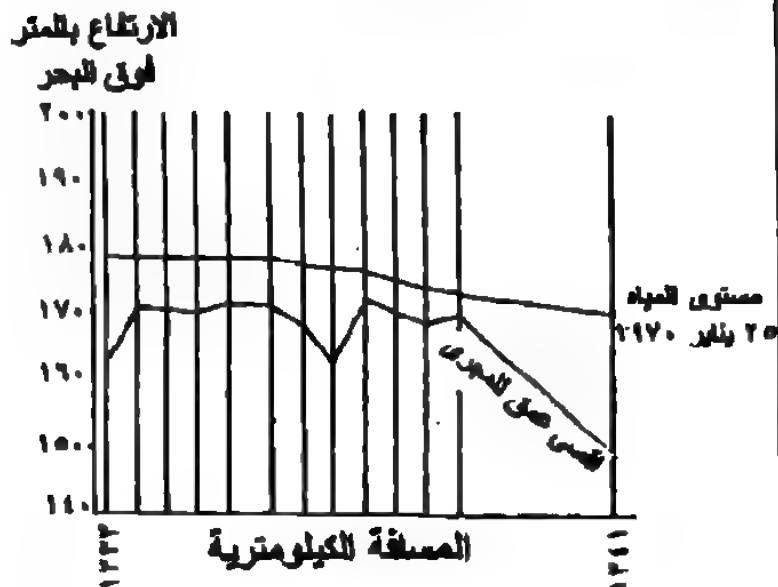
### (د) الشلالات المتصلة مكانها Auto consequent Falls :

توجد شلالات قليلة من هذا النوع، وهي تتكون في حالة قيام الأنهار بحمل كمية من كربونات الكالسيوم في صورة مذابة، ويعمل ارتفاع بزجة الحرارة، وشدة التبخر وعوامل أخرى على إرساب جزء كبير من هذه الرواسب للذائبة، وذلك في مواضع خاصة على طول المجرى النهري، وتكون هذه الرواسب محكومة بمعدلات للنقل ونشاطها فوق قيعان الأنهار ذات الانحدارات المقومة. وتعمل هذه الرواسب على بناء حاجز في مجرى النهر، والذي يتسبب في تكون برك تجاه للمصب وتشكيل شلال هابط باتجاه المصب، ومن أمثلتها الشلالات على الساحل الأثرياتي، وذلك الموجود في تيفولي Tivoli قرب روما أيضاً.

### الجنال :

تتميز مناطق الجنال في الأنهار بوجود العوائق الصخرية في قاع النهر، وبعض منها يبدو على سطح للمجرى في هيئة كتل صخرية بارزة متناثرة ومتقلوبة الارتفاعات، وارتفاعاتها تبلغ بضع أمتار، وغالبا لا يزيد الارتفاع عن ٢٠ متراً. كما يتميز القطاع الطولي للمجرى في نطاق وجود الجنال بعدم إنتظامه، ويبدو القطاع مابين لارتفاع وإنخفاض بالاتجاه نحو المصب، ويتضح ذلك من مجموعة

# ١ قطاع طولى لنهر النيل فى منطقة جندل دال شمال بنفلا



After: Engel, 1942, p.188.

قطاع طولى لنهر النيل فى منطقة جندل دال فى نهر النيل بلا  
مقطع جانبى لشلالات نياجرا بالولايات المتحدة  
شكل (٢١)

القطاعات الطولية لمنطقة جندل دال Dal Cataract فى نهر النيل فى المديرية الشمالية بالسودان والذى يقع على مسافة ٣٣٢ كم إلى الشمال من منطقة المقرن عند التقاء النيل الأبيض بالنيل الأزرق، ويظهر من شكل (١٩، ٢١) أن القطاع الذى يمثل المواضع الأكبر عمقاً فى المجرى توجد فى منتصف مسافة الجندل البالغ طولها ٩ كم، ثم يعاود المجرى لارتفاعه بمقدار أعلى من الجزء الواقع ناحية المنبع، وأن الجانب الأيسر أعمق فى المنتصف بينما فى الجانب الأيمن فى منطقة الجندل يرتفع القاع الصخرى أعلى من الجزء الواقع تجاه المنبع أو تجاه المصب، ويلاحظ أن صخور منطقة جندل دال هى من الحجر الرملى والجرانيت.

### المسارح :

هى عبارة عن صخور صلبة، غالباً ماتكون صخوراً أركية، استطاع النهر أن يخر مجراه ويعمقه ولكن هذه الصخور تظل مرتفعة فى قاع المجرى وتغطيها المياه وتسبب عدم انتظام التيار فى المجرى، إلى جانب أخطارها على الملاحة النهرية.

مثال ذلك ما يوجد فى مجرى نهر النيل فى السودان فى القطاع الممتد من أبو فاطمة إلى حنيك فى شمال السودان، حيث يصبح المقطع العرضى ضحلاً للغاية أثناء فترة جفاف النهر، ولايزيد عمق المجرى عن مترين، ويوجد منخفض واحد فى المجرى فقط بعمق ٤-٥ أمتار وباتساع ٣٠٠-٦٠٠ متر حول مسارح كابودى، وعمق للمياه ١-٢ متر فى وسط المجرى، وفى أثناء الفيضان يرتفع مستوى المياه إلى ٣-٥ أمتار أعلى من مستوى الجفاف، وإذا وصل التصرف اليومي ٧٠٠-٨٠٠ مليون م<sup>٣</sup> فإن هذه الكمية تغطي للمسارح وتصبح على عمق مترين (Temeco , 1983, p.88).



## الحفر الوعائية Potholes :

يكتبها البعض Pot holes وهي مظهر لنحت المياه النهرية في الصخور، وهي إحدى الصور والأشكال التي تنتج عن عملية النحت التي تتم في قاع المجرى، وعادة تتكون في الأودية التي تجري المياه في قنواتها، كما تظهر في قيعان الأودية الجافة أيضاً، خاصة في مناطق الصخور الجيرية. ويتكون هذا الشكل المنحوت بفعل الدوامات التي تحدثها المياه بمساعدة الرواسب الخشنة، والتي تعمل على سحق للقاع بشكل دائري، بالإضافة إلى تعرض الصخور للإذابة أيضاً، ويتم ذلك على طول امتداد المجرى، وقد ترتبط الحفر الوعائية في تكوينها بمواقع هبوط المياه في مناطق الشلالات، حيث يعمل هبوط المياه بشكل شبه رأسي على الاصدام الرأسي بالصخر ونحته وتقويضه وتعميق هذه المواقع أسفل الشلالات.

وطبقاً للسابق فإنه توجد ثلاثة أنواع للحفر الوعائية، النوع الأول منها ينتج عن عملية النحت بفعل دوران المياه أو حدوث الدوامات، وهو أكثر الأنواع وضوحاً في عملية النشأة ويشار إليها بأنها حفر الدوامات eddy holes، ويعرف في ألمانيا باسم strudelocher. وينتج النوع الثاني بسبب التصادم المائل بدرجة معينة للتيارات المائية التي تتميز بشدة سرعتها في المنطقة التي توجد بها الممارع Rapids، وهذه الحفر تكون قد اتخذت الشكل المقعر، ولذا قد تسمى هذه الحفر بالحفر المقعرة gouge holes، أما الحفر التي تنتج عن هبوط المياه من أعلى فتتمثل للنوع الثالث الحفر الوعائية والتي ترتبط بالشلالات وبارتظام المياه عمودياً على الصخر، وتمتلي هذه الحفر بالمياه فيما يشبه البرك، ويطلق عليها حفر الغطس plung pools (Alexander, 1932, p.306).

ويعتمد شكل الحفر الوعائية على قوة الاصطدام الهيدروليكية بالصخور، وعلى سرعة المياه، ودرجة مقاومة الصخر، ومدى وجود تشققات وفواصل في الصخور، ولهذا فإنها قد تأخذ شكل حرف U وقد يصبح شكلها مقعراً في هيئة

مترجة وليست ذات حوائط أو جوانب رأسية، وقد تصل أبعادها إلى ١٢ قدماً في العمق، وقطرها ٤ إقدام.

ثانياً : أشكال الإرساب الفيضى

(١) السهل الفيضى :

هو سطح رسوبى كونه للنهر، وهذا السهل يجاور النهر دائماً، ويوجد على جانبي النهر، أو على إحدى جانبيه، وقد يبدو متقطعاً بحيث يوجد فى بعض المناطق ويختفى من بعض المواضع لظروف خاصة بالتطور النهضى وظروف البنية والصخور فى هذه المناطق الأخيرة.

وتفاوت إتساع السهل الفيضى للنهر، فى نهر ويلش welsh يتراوح إتساع سهله الفيضى ما بين ٢٥٠-١١٠٠ متر، وفى النيل النوبى فى السودان فيما بين الجندلين الثالث والرابع يتراوح إتساع السهل الفيضى ما بين ٨٠ متراً فى منطقة الخندق، ١٣٠ متراً إلى الشمال من هذه المنطقة وفى جنوب سالى ١٢٥٠ متراً (التركمانى، ١٩٩١، ص ٣١)، وفى الجزء الأدنى لنهر النيل فى مصر يبلغ أقصى إتساع له فى محافظة بنى سويف حيث يبلغ ٢٢ كيلومتر ( أبو العز، ١٩٩٩، ص ١٥٩). وفى الجزء الأدنى لنهر الميسيبى يصل إتساع السهل الفيضى إلى ١٦ كم، وفى مواضع أخرى يتراوح بين ٤٠-٢٠٠ كم ( Chorley et al. 1984,p.35).

ويتكون السهل الفيضى بثلاث طرق رئيسية هى : النمو الرأسى، والنمو والاتساع الجانبى، ويتكوين الجزر وهجرة المجرى. وفى عملية النمو الرأسى فى بناء السهل الفيضى فإنها تنتج عن فيضان النهر بكميات كبيرة على الجانبين، فيتخطى الضفاف، وترسب المياه مابها من حمولة عالقة، خاصة أثناء استقرار المياه لفترة طويلة فوق السطح ثم تبخرها أو إرسابها وعودتها مرة أخرى إلى النهر بعد أن تكون قد لرسبت مابها من حمولة، وينتج عن ذلك تشققات عميقة مائلة وطبقات من الطمي Silt والطين Clay ومواد عضوية يتم إرسابها فى المستنقعات

والأحواض والمواضع المنخفضة الواقعة فيما وراء النهر. وعامة فإن الجسور الطبيعية للنهر natural levee تمثل ملمحاً إرسائياً ويعتبر جزءاً من السهل الفيضى وتعتبر بمثابة نمواً أو اتساعاً جانبياً لبناء السهل الفيضى ويظهر ذلك من شكل (٢٢)، وصورة (٧).

أما للنمو والانتساع الجانبى فيعمل على بناء السهل الفيضى وذلك عن طريق بناء نقط للحوالز Point bars والحوالز الهامشية للمجرى وكلها تعمل على زحزحة المجرى، وتضاف إلى إحدى الضفاف مما يعمل على تكوين السهل الفيضى وزيادة اتساعه، حيث تستمر عمليات الإرساب فوقها ويعمل هذا على زيادة النمو الرأسى، ومعظم الرواسب تتكون من الرمل والطينى silt .

ومن أمثلة عملية الإرساب والنمو الرأسى التى عملت على بناء السهل الفيضى ما حدث فى نهر لوهايو بالولايات المتحدة الأمريكية حيث عمل فيضان عام ١٩٣٧ على إرساب ٠,٠٠٢ من المتر من الرواسب للفيضانية على السهل الفيضى (Chorley et al, 1984, p.55).

كما سجل المؤلف وتم قبله التغير الرأسى للسهل الفيضى لنهر النيل ميدانياً فى قطاع النيل النوبى فى السودان، والذي نتج عن فيضان عام ١٩٨٨ الذى كان مدمراً، حيث اضطفت المياه كمية من الرواسب تم إرسابها فوق السهل الفيضى هناك، ووصل لكبر سمك إرسابى هناك فى منطقة دنقلا وقدره ٢٤,٤م (التركمانى، ١٩٩١، ص ٧٩).

ويؤثر العامل الثالث وهو تكوين الجزر وهجرة المجرى فى بناء واتساع السهل الفيضى. ومن المعروف أنه إذا تكونت الجزر فى المجرى فإن المجرى يصبح إما مجرى متشعباً أو مجرى مضفراً braided حيث تتكون أكثر من جزيرة متوازية أو شبه متوازية على خط واحد يتقاطع بشكل عمودى على اتجاه المجرى. وينمو الجزر، وزيادة عمليات الإرساب فى إحدى المجارى المتشعبة فيما بين



صورة (٧) جزيرة الشيوخية جنوب فئنا والملتحمة بالضفة الشرقية لنهر النيل  
ويبدو في المنصف موضع المجرى المظمور وشغله إنشاء ممر  
للأراضي الزراعية.



صورة (٨) نماذج من المراوح الفيضية على يمين وادي دهب بشبه جزيرة «

١ طرق تكوين السهول الفيضية بالانحدت الراسي

بالانحدت الجانبي

بتكوين الجزر والتحامها

Chorley et al., 1984, p.353.

مدرجات نحت

مدرجات مجسدة

مدرجات علوية

مدرجات غير متقطعة

مدرجات مستقطعة ما بين الفتح والإرساب

مدرجات

مدرجات



مدرجات نورية مزدوجة



مدرجات غير متقطعة وزحزحة جانبية للنهر



قطاع طولى للحالة على جانب الوادي

## ٢ المدرجات النهرية

(١) طرق اتساع السهل الفيضي

(٢) انواع المدرجات النهرية

شكل (٢٢)

(الجزيرة وأقرب الضفاف لها) فإن ذلك يتبعها نمو النبات الطبيعي، ويتم تصيد الرواسب، مما يعرض المجرى للإطماء، وارتفاع قاعه، وقلة كفاءته، ويتحول إلى مجرى ضامر، ويتم ردمه، فتلتحم الجزيرة في النهاية بالضفة، وتصبح جزءاً متصلاً بالسهل الفيضي، ومن أمثلة ذلك لتحام جزيرة التيتي في منطقة دنقلا شمال السودان في مجرى نهر النيل بالضفة الغربية مما كون للسهل الفيضي غرب المجرى في هذا الجزء والذي لم يكن يوجد بها سهلاً من قبل، وأصبح إتساع السهل الفيضي بعد التحام الجزيرة ٦٥٠ متراً بعد ردم الخور أو المجرى الغربي للجزيرة وكان إتساع المجرى القديم ٤٥,٢ متراً<sup>(٢)</sup>

كما سجل وولمان وليوبولد Wolman & Leopold عام ١٩٥٧ اختلاف حركة الزحزحة الجانبية نتيجة لتحام الجزر وتغير الموضع الرئيسي للمجرى من مكان لآخر في عدة أنهار في الهند وكاليفورنيا وبراسكا وفي ولاية السكا، ووجد أن المعدل السنوي يتراوح ما بين ٣٧ متراً / السنة كأقل معدل وبين ٧٥٠ متراً كأكثر معدل، كما يتضح ذلك من جدول (١٢).

#### جدول (١٢)

التباين المكاني في أقصى معدل للزحزحة الجانبية للمجرى

النهر	الولاية / الدولة	المعدل متر / السنة
كومسي	الهند	٧٥٠
كلورادو	كاليفورنيا	٢٤٤
المسيسبي	الميسيسيبي	٤٨
يوكون	السكا	٣٧

After: Wolman & Leopold 1957 & Chorley et al. 1984.

(٢) من القياس الميداني للمؤلف عام ١٩٨٩ إلى السودان بعد فيضان عام ١٩٨٨.

## الدلتاوات الأنهار Deltas :

تعرف الدلتا بأنها الرواسب الفيضية التي تجمعت وكونت ملامعاً جيومورفولوجية عند مخرج الأنهار، وتتقدم هذه الدلتا إلى الأمام دائماً على حساب مياه البحر.

ولما كانت الدلتا تمثل كتلة كبيرة من الرواسب القارية التي قام النهر بارسابها، فإن بنية الدلتا تتكون من ثلاثة أجزاء رئيسية هي : الجزء العلوى Top-set وهي الرواسب التي تراكمت ببيئة الفيض بشكل عام عند فم الدلتا ومخرج الوادى للنهر، وهذا الجزء لا يصل إلى خط الشاطئ أو إلى البحر. أما الجزء الثانى فهو الجزء الأمامى Fore-set وهو عبارة عن مجموعة من الطبقات شأن الجزء الأول، ولكنها هنا تتحدر حيث تجمعت الرواسب أسفل واجهة الدلتا، ولذا فإن هذا الجزء يصل إلى سطح البحر، وليس له بروز تحت مياه البحر، أما الجزء الثالث فهو الجزء السفلى Bottom-set، ورواسب هذا الجزء أكثر نعومة ويكون بروزاً يمتد تحت سطح البحر (Moore & Asquith, 1971, p. 2563).

ويختلف سمك الرواسب فى الدلتاوات المختلفة، ومن مكان لآخر فى الدلتا الواحدة. فعلى سبيل المثال يلاحظ زيادة سمك الرواسب الدلتاوية فى دلتا نهر النيل إلى أكثر من ٤٠ متراً فى شرقى قناة السويس فى منتصف سهل الطينة، وفى المناطق الواقعة خلف الشاطئ فيما بين بور سعيد ودمياط، وتحديداً فى منطقة بحيرة المنزلة، فى حين يقل سمك الرواسب الدلتاوية بالاتجاه نحو قمة الدلتا قبل تفرع المجرى للنهر عن ١٠ أمتار. ويبلغ سمك رواسب دلتا نهر إيرو فى الجزء الواقع فى المنطقة الشاطئية نحو ٥٠ متراً.

وتتميز الدلتاوات بمجموعة من الخصائص المورفولوجية، منها وجود الفروع النهرية، والجسور الطبيعية Levees والبحيرات المقطعة والسبخات والكثبان

الرملية. فدللتا المسيسيبي : تتميز بوجود المستنقعات، والخلجان bays شكل (٢٤)، وتتميز دللتا النيل بالسهل الفيضي والمجاري المائية العديدة وللاجونات والصبغات، ودللتا السنغال بها حافات شاطئية وكثبان هوائية، وتشبهها دللتا ساو فرانسكو، أما دللتا النيجر فتتميز بوجود المستنقعات ونبات المنجروف، والحافات الشاطئية، وبدللتا الدانوب مستنقعات وبحيرات، وحافات شاطئية عديدة. أيضاً.

وتتعرض بعض الدلتاوات للهبوط بسبب نقل الرواسب، فدللتا نهر إرو يبلغ معدل الهبوط بها ٤-٥ ملليمتر / السنة، ودللتا البو ١-٣ مم / السنة، ودللتا السرون ٢-٤ مم / السنة، ( Stanley, 1997,p.46 )

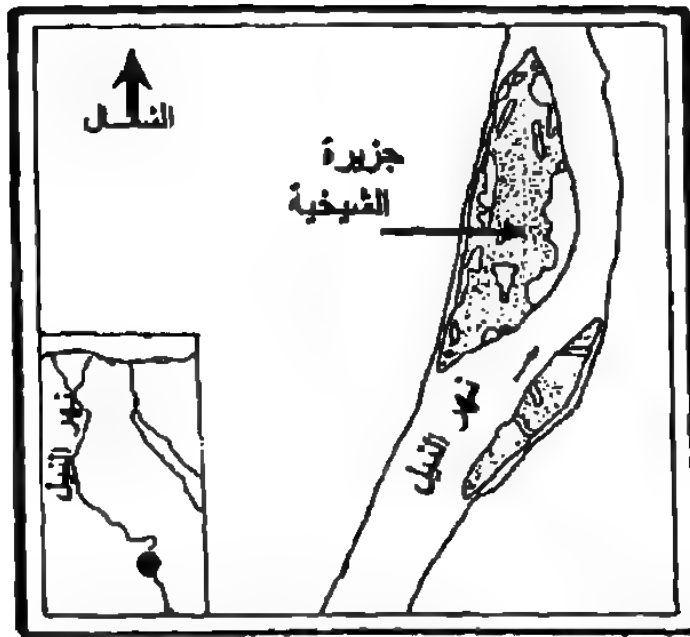
### مراحل تطور الدلتا :

تشابه الدلتا مع أى شكل آخر من الأشكال الجيومورفولوجية فى أنها تمر بمراحل تطور منذ بداية نشأتها ووصولاً إلى تكوين الأجزاء الثلاث السابق ذكرها. واعتماداً على شكل المقاطع الطولية والعرضية للدلتا، ودرجة الوصول إلى خط الساحل، ومدى اكتمال الأجزاء الثلاث السابق ذكرها خاصة الجزء الأمامى أو الجزء السفلى يمكن أن نقسم الدلتاوات حسب مرحلة تطورها إلى :-

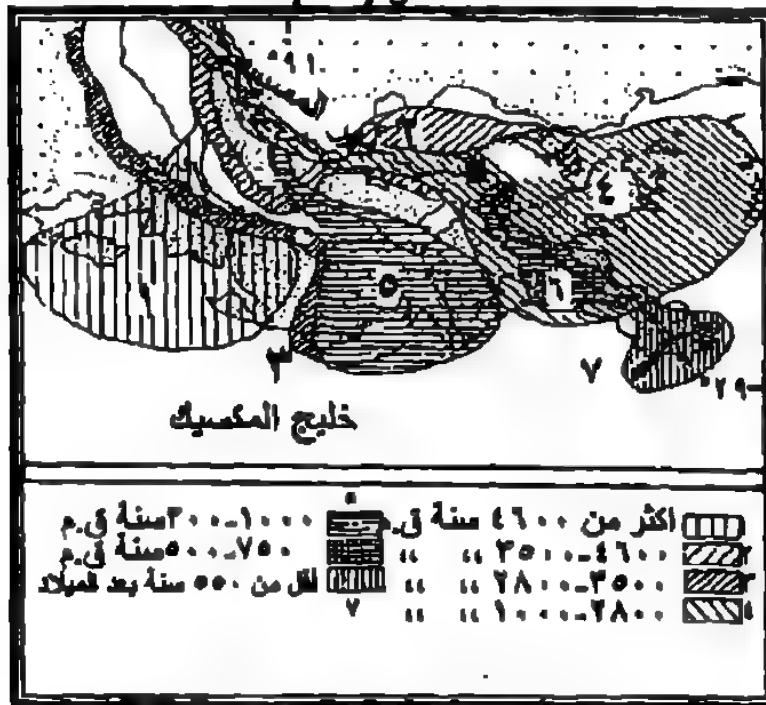
(١) دلتاوات فى مرحلة الطفولة : وتكون صغيرة المساحة، ورواسبها مازالت فى مرحلة تقم من اليابس نحو خط الساحل، والمجرى ليس لديه القدرة على الوصول إلى البحر، وغالباً ما يظهر هذا فى مناطق البنية للنشطة تكتونياً كما هو على سواحل خليج العقبة وخليج كاليفورنيا وبعض الدلتاوات على خليج السويس.

(٢) دلتاوات فى مرحلة الشباب: وهى التى عمل النهر أو المجرى على الوصول برواسبه إلى خط الساحل، وبدأ يتكون بروزاً رسوبياً أمامياً متقدماً فى عرض البحر، بحيث يغير من صورة خط الساحل، من الهيئة المستقيمة لتصبح هيئة متعرجة، ولذا فإن هذه الدلتاوات غير كاملة تماماً فى عناصرها المميزة للدلتا (التركمانى، ١٩٨٧، ص ص ١٩٢-١٩٣) ولكنها فى تزايد فى عدد العناصر.





جزيرة البيضاء جنوب قنا في طريقها لتوسيع السهل  
البيضاء  
شكل (٢٣)



After: Morgan , 1970, & Bloom.1979, p.244.

مركب دلتا المسيسيبي وتغير محاور الفيضانات الارشادية عبر الزمن  
شكل (٢٤)

(٣) دلتاوت فى مرحلة النضج : وهى التى تتكون من الأقسام الرسوبية، للثلاثة السابق ذكرها، وتكون فى المناطق المدارية قد احبطت بشعاب مرجانية ونباتات المنجروف، وتكون اكبر مساحة من غيرها، وتغير من شكل خط الساحل بشكل كبير، وتقلل من الإتحاد تحت سطح البحر، وقد يبدأ البحر فى تكوين لشكل إرساب بحرية أمامها مثل الأسننة البحرية والحواجز البحرية، والمضايل أو الشطوط البحرية وغيرها، وعادة تكون هذه المرواح ذات نقل كبير على القشرة الأرضية، لذا تبدأ فى عمليات الهبوط بمعدلات مختلفة من دلنا لأخرى.

### أنماط الدلتاوات :

نظراً للتشابهات المورفولوجية بين الدلتاوات فإنه يمكن تمييز عدة أنماط لها. ومن أنماط الدلتاوات الدلتا: للقوسية *arcuate delta* حيث يتكون هذا النمط بتأثير توزيع الحمولة التى تكون غالبيتها حصى ورمال خشنة، ومن الكوارتز وقليل من الحمولة المذابة، ويفيض النهر فوق هذه الرواسب فى غالبية الأحوال وفوق السهل الفيضى والمرواح الفيضية أو الدلتا، ويصبح المجرى مضطراً، ومعظم المجارى ضحلة، وتغير مواضعها بشكل متكرر فى أثناء ارتفاع الفيضان، ويتم بناء الدلتا بمساعدة الفروع الدلتاوية، ومن أمثلتها دلتا النيل، ودلتا نهر الراين، وهوانجهو، والنيجر، والسند، وإيراولدى، والجانج، والميكونج، والدانوب، واللبو، والرون، والبو، والفلجا ونهر لينا شمال روسيا الاتحادية.

والنمط الثانى من أنماط الدلتاوات هو الدلتا ذات المصب الخليجى *Estuarine*، وهى التى تتكون أمام مصبات الأنهار التى مازالت خارجها مغمورة بمياه البحر، حيث أن الأعماق لشديدة والتيارات البحرية والأمواج القوية لا تساعد على بناء الدلتا وتقدمها فى عرض البحر، ومن أمثلتها دلتا نهر ماكنزى، ونهر إلب، وفستولا، والأودر، ونهر المسين واللوار فى فرنسا، ونهر لوب فى

روسيا الاتحادية، ونهر هيمسون في شمال شرق الولايات المتحدة، حيث يكون إرساب الحمولة في خليج طويل ضيق، والذي يقوم ببناء حواجز مغمورة أو سهل فيضى كثيف أو مناطق مستقمية (Lobecke, 1939, p.281)

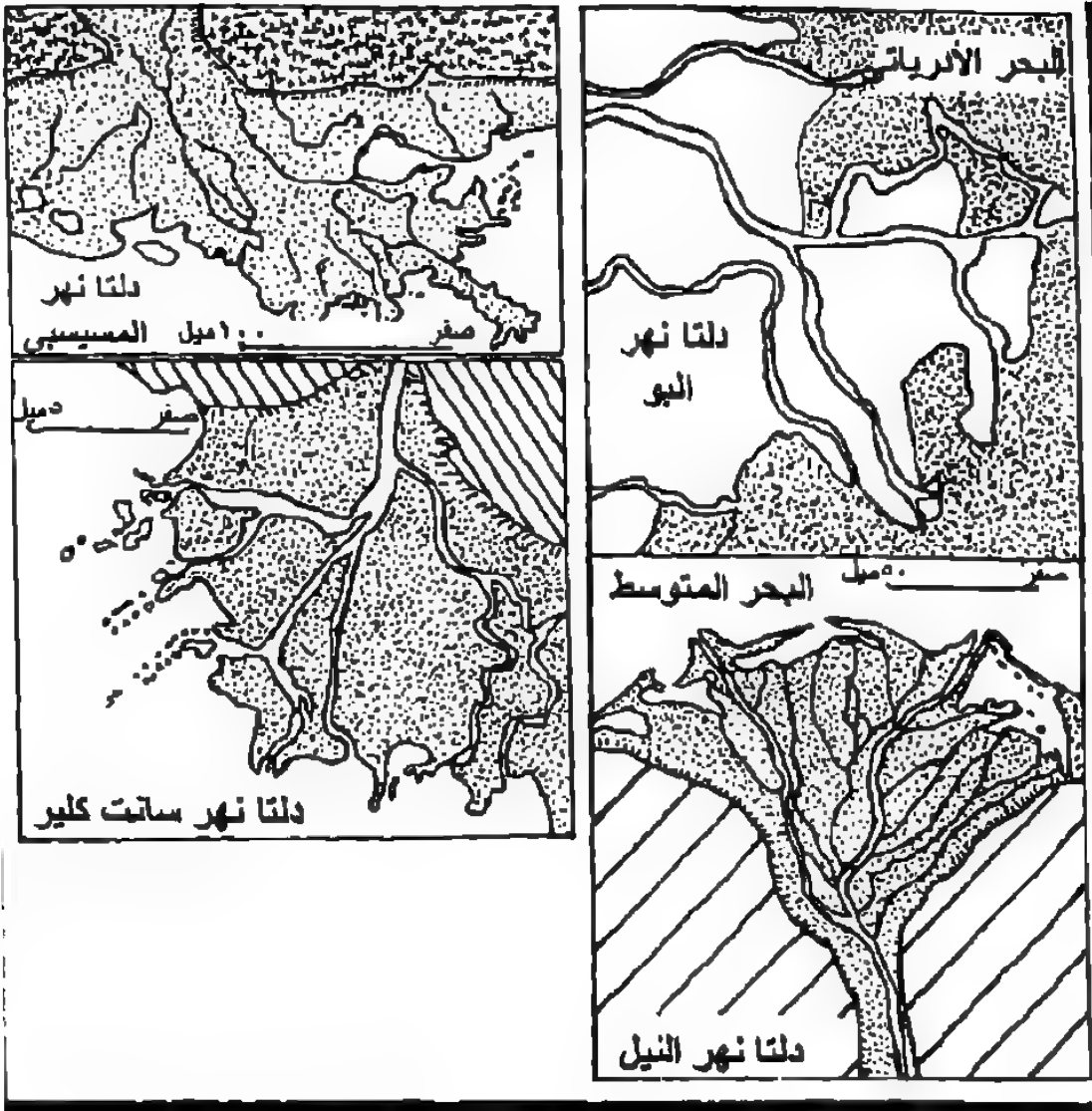
ويمثل نمط قدم الطائر bird's foot النوع الثالث من الدلتاوات، ويتم بناؤها من خلال حمولة كبيرة ينقلها النهر إلى منطقة المصب في المحيطات والبحار، ومعظمها مواد ناعمة على العكس من النمط الأول، وقد يحدث أن تتركز المياه بحمولتها في أحد الفروع أو مجموعة فروع بعضها دون الأخرى في فترة من الفترات مما يساعد على أن تتقدم الدلتا في اتجاهات مختلفة وبمحاور بعيدة عن بعضها، وشكلها العام يشبه قدم الطائر باصابعه المختلفة. وتعتبر دلتا الميسيسيبي خير مثال لهذا النمط، ويشبهها أيضاً دلتا نهر سانت كلير.

فدلتا نهر سانت كلير لها جزئين، الأول قديم في الجانب الشرقي والجانب الحديث يقع في غرب الدلتا، وكل منهما بفسر فترة نشاط في بناء الدلتا.

### المراوح الفيضية Alluvial Fans:

تعتبر المراوح الفيضية من الملامح الجيومورفولوجية المنتشرة في بيئات عديدة، وإن كانت تظهر بشكل واضح في البيئات الجافة وشبه الجافة، ويكون لها انتشاراً واضحاً. ففي ولاية كاليفورنيا على سبيل الذكر تغطي رواسب للمراوح الفيضية نحو ٢٠% أو (٥/١) مساحة للولاية نفسها (Bull, 1964, p.1)، كما نجدها في بيئات مشابهة في مصر كما هو الحال أمام الأودية وعلى جوانب جبال البحر الأحمر، وتنتشر في شبه جزيرة سيناء، وعلى جوانب المنخفضات في الصحراء الغربية في مصر.

وعادة توصف المروحة بأنها عبارة شكل إرسابي، يأخذ شكلها هيئة مروحية، وتبدو من أعلى إلى أسفل أنها تأخذ الهيئة المخروطية. وتتم المراوح بسلن قطاعها الطولي يتميز بالتعر، بينما القطاع العرضي يتميز بالتحب، نظراً لتراكم الرواسب في



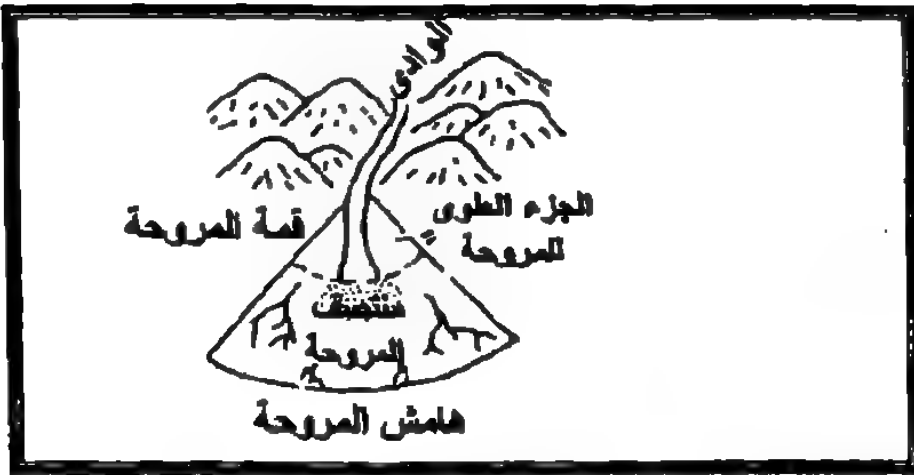
أنماط الدلتاوات النهرية الرئيسية في العالم  
شكل (٢٥)

منتصف المروحة أمام محور المجرى الذى تنقل عبره الرواسب إلى جسم المروحة. ومن خلال دراسات عديدة للمراوح التى درسها أنستى Anstey, 1965 بلغ عددها ٢٠٠ مروحة فى أربعة دول، وجد أن نصف قطر المروحة radii يتراوح بين ١-٥ أميال فى معظم الحالات، كما فى شكل (٢٦).

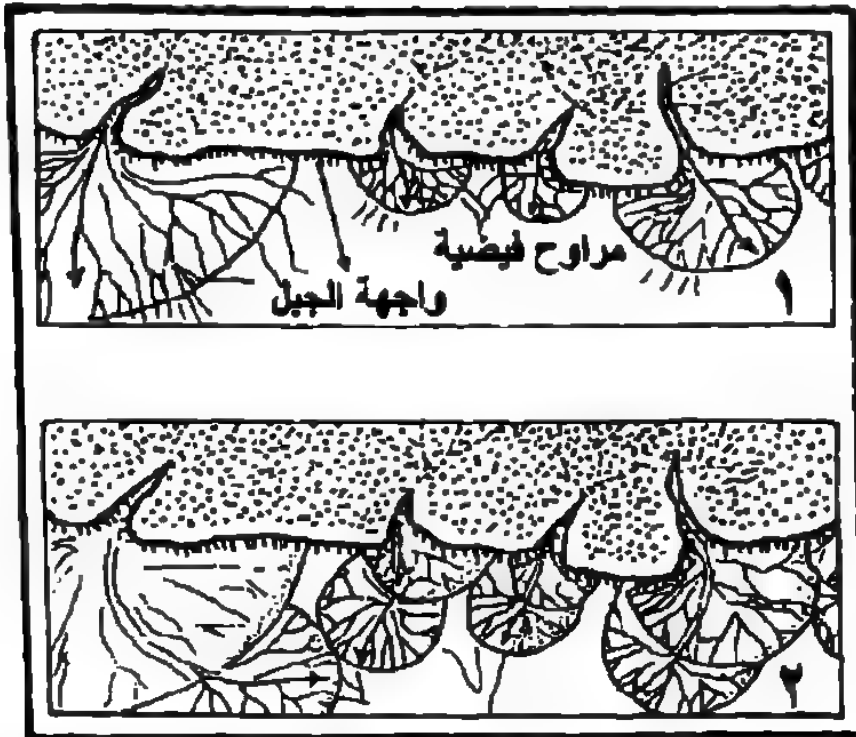
أما خاصية المساحة فيلاحظ أن المراوح تتراوح مساحتها بين أقل من الكيلو متر المربع الواحد إلى عشرات الكيلومترات المربعة، ولذا فهى تتراوح ما بين المراوح الصغيرة جداً أو الجذبية والمراوح الكبيرة للغاية فى مساحتها، ومن حيث صفة الانحدار قسمها بلسنباخ ١٩٥٤ إلى ثلاثة أقسام هى : المراوح الشديدة الانحدار ويكون إنحدار السطح بها أكبر من ٥°، والمراوح الخفيفة الانحدار، وتبلغ درجة إنحدارها ٢°-٥°، ثم المراوح المسطحة أو المستوية وفيها ينخفض إنحدار السطح عن ٢° (Rachocki, 1981, p.15).

وتتفاوت المراوح الفضية أيضاً فى إنحداراتها، والانحدار الشائع لها هو ما بين ٣°-٦°، وقد يصل هذا الانحدار إلى ١٠° وذلك قرب قمة المروحة (Chorley et al, 1984, p.341).

ويعتمد تكون جسم المروحة الممثل فى الرواسب من مختلف الأحجام وتشكيل المروحة على مجموعة من الضوابط منها الإنخفاض التدريجى فى إنحدار المجارى بالاتجاه نحو المصب، وهذا كفيل أن يحول أى مجرى من حالة الفحت والنقل إلى حالة الارساب، ولهذا فإن التغير الفجائى أيضاً لبعض المجارى Arroyos من المناطق الجبلية الوعرة والشديدة الانحدار نسبياً إلى مناطق سهلية أو مستوية أو مواضع طبوغرافية مقعرة يتسبب فى إرساب المجرى لغالبية حمولته. ويشير بلسنباخ Blissenbach ١٩٥٤ إلى أن للنقص فى إنحدار المجارى لعائبة الموجودة على أسطح للمراوح يمثل أيضاً أسباب الإرساب (Bull, 1964, p.17).



عناصر المروحة ومراحل نموها وزيادة حجمها  
شكل (٢٦)



After: Rachocki, 1981.

تطور المراوح الفيضية وسهول البيدمونت  
شكل (٢٧)

## العوامل والعمليات المؤثرة فى نشأة المراوح :

توجد مجموعة عوامل رئيسية تساعد على نشأة المراوح، ومنها :

(١) العامل الصخري : حيث أن إختلاف الصخور يؤدي إلى إختلاف عدد المراوح فى البيئات للمتقابلة مناخياً، لأن الصخور القابلة بدرجة أكبر لعملية النحت تساعد على بناء المراوح بدرجة أسرع.

مثال ذلك المناطق التى تكون صخورها لركية من نوع الريوليت توفى المتحولة تكون درجة قابليتها للنحت أقل، بينما يتم بناء المراوح بدرجة سريعة فى مناطق صخور الجرانيت البروفيرى رغم أنهما من أنواع الصخور النارية (التركمانى، ١٩٩١، ص ٨١)، أما صخور الجرانوديوريت فهى ذات قابلية متوسطة للنحت مقارنة بالنوعين السابقين، كما أنه إذا كانت المنطقة مقطعة بالفواصل والشقوق فإن هذا يساعد عوامل النحت على إنتاج كمية أكبر من الرواسب لبناء المراوح.

(٢) المناخ : تلعب كميات الأمطار وما يتسبب عنها من جريان سطحي دوراً هاماً فى تكوين المراوح، وترتبط المراوح الفيضية بمناطق قليلة الأمطار فى البيئات الجافة وشبه الجافة والتى تسقط فى فترة وجيزة تجرف معها نتاج التجوية وتنقلها المياه إلى مخارج الأودية وتعمل على بناء طبقات المراوح الفيضية، وقد سجل لوستنج Lusting العلاقة بين الإرساب وتكوين المراوح وملاح تغير المناخ، وذلك من خلال المدرجات على جانبي المراوح، والمجاري فوق المروحة قرب قممتها (Cooke & Warren, 1973, p.185). وعادة يحدث فى فترات الأمطار الغزيرة إرساب على المراوح بكميات كبيرة، بينما فى الفترات التالية لها والأقل مطراً يقل الإرساب.

(٣) مساحة الحوض : وينصدها وجود مساحة تصريف، تجمع مياه بكمية تسمح بالجريان المائي فى الأودية التى تتكون أمام مخارجها للمراوح الفيضية، أما

إذا لم توجد مساحة كافية فإن المياه تفتت الصخور وتكون رواسب ذات هيئة أخرى ولا تساعد على تكوين المراوح بخصائصها المميزة. وتعتبر مساحة الحوض بمثابة مخزون رسوبي، فإذا زادت المساحة زادت كمية الرواسب التي يمكن نحتها ونقلها وإرسائها وبالتالي تزيد مساحة المروحة.

وأهم العمليات المؤثرة في المراوح الفيضية هي عملية تسفق للرواسب debris flow والتي تحدث في الجزء العلوي للمروحة عند منطقة للرأس fan-head. كما يحدث أيضاً فيضان المجرى، ويعمل هذا على نقل الرواسب الجلامدية إلى هذه المواضع، حيث أن قدرة المياه وبمساعدة عامل الانحدار تمكن المجارى من نقل الرواسب الخشنة إلى هذا الموضع، من أحجام الجلاميد.

أما في الجزء الأوسط للمروحة mild fan فيصل الفيضان بمياهه حاملاً معه بعض الرواسب الأقل حجماً إلى هذا الجزء على سطح المروحة، وتكون الرواسب المحمولة من أحجام الحصى، وتكون المجارى التي تقطع سطح المروحة في هذا الجزء عبارة عن مجارى مضفرة، حيث توجد الفيضانات الغطائية sheet floods.

والجزء الأدنى للمروحة أو البعيد عن قمتها distal fan يعتبر أوسع الأجزاء عامة، وبه المجارى المضفرة، والمجارى في قيعانها الرواسب حصوية، وهي ضحلة العمق، ويتعرض هذا الجزء للنمو دائماً على حساب الأراضي المنخفضة المجاورة له، وتصل إليه ألق الرواسب فتكون ظاهرة لبلايا في نهاية هذا الجزء، وقد يتعرض لتراكم الرمال الهوائية فوقه في هيئة فرشاة رمال أو كومات ونبالك أو كتبان رملية صغيرة.

### مراحل تكوين المروحة :

في البداية يستمر المجرى في تكوين المروحة أمام مخرج المجرى بفعل الرواسب التي ينقلها المجرى حتى يحدث توازناً في الانحدار وفي سطح المروحة. ونتيجة لزيادة كميات التصريف والرواسب من فترة لأخرى يتعرض



سطح المروحة للتقطع والذي تظهر ملامحه في الجسم الرئيسي للمروحة، ويحدث أن يصبح المجرى مفعماً بالمياه وبالحمولة من الرواسب فيعمل على بناء مروحة ثانوية صغيرة بهذه الرواسب، ويقطع السطح الأصلي للمروحة، ويصبح منسوبها أخفض من المستوى الأول للمروحة الرئيسية (Lobeck, 1939, p.293).

وفي المرحلة الثانية يتم نحت كمية كبيرة من السطح الأولى للمروحة الرئيسية ويتشكل مجرى جديد متشعب فوق السطح المروحي الجديد، ويتحرك فيه المياه والرواسب، ويصبح معظم السطح الأولى مهجوراً ويقف بمثابة سطح فيضي قديم.

وفي المرحلة الثالثة تتكون حالة ثالثة بنفس الطريقة التي تكون فيها السطح الثاني للمروحة، وتقف البقايا القديمة المتخلفة عن نحت السطح الثاني على منسوب أكثر ارتفاعاً بمثابة سطح أقدم من رواسب السطح الثالث وأعلى منه، وهنا يمكن القول بأن للمروحة مرت بثلاثة مراحل تطورية، وقد تنصل المراحل التطورية إلى أربعة مراحل حسب التغيرات المورفولوجية التي تتعرض لها المروحة بفعل عمليات النحت والإرساب على سطحها وحسب التاريخ الزمني الذي تم بناء المروحة فيه، كما في شكل (٢٨).

أما عن العلاقة بين شكل المراوح وعمليات تكوين المراوح فيما يعرف جيومورفولوجيا بالعلاقة بين الشكل والعملية Form- Process relationships فإن الأحواض الكبيرة أو الأكبر تنتج مراوح كبيرة المساحة، وخفيفة الانحدار وكلها نتائج العمليات الفيضية، وترتبط بالمجاري المائية المنتظمة الجريان، بينما لحواض التصريف الصغيرة المساحة ينتج عنها تكون مراوح صغيرة المساحة وشديدة الانحدار، وتسود فيها عملية تنفق الرواسب، وترتبط بمجاري موسمية أو مؤقتة (kostaschuk ,et. al., 1986,p.476).

وتصنف المراوح الفيضية حسب الرطوبة إلى نوعين هما : المراوح

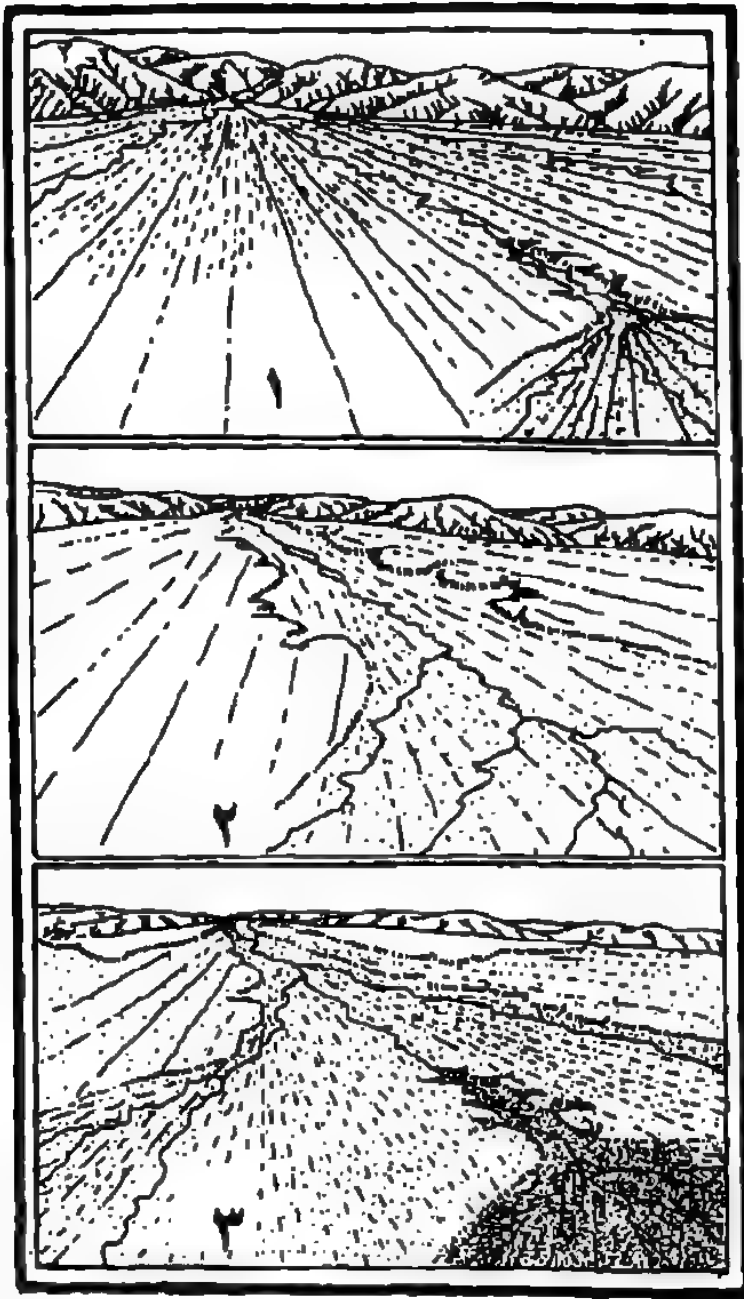
الجافة، والمرلوح الرطبة. ومن رواد دراسة المرلوح الجافة فى العالم بول Bull ١٩٦٤، وهوك، ولكيس Eckis ١٩٢٨. وبدلية يتم تكوين المرلوح الفيضية عن طريق إرساب الأودية لحمولتها قرب واجهة الجبل ويصبح سطحها غير مقطوعاً. وفى المرحلة الثانية حينما تكون الرواسب عند أطراف المروحة، وتتحرك المياه والرواسب إلى هذا الموضع عبر خندق حفرته للمياه، وهذا يعكس أثر عامل المناخ فى تغير صورة النحت والإرساب، ويساعد على ذلك أيضاً النشاط التكتونى الذى تتعرض له منطقة المروحة الفيضية، كما يؤثر الاستخداى الأرضى أيضاً.

وعادة يلاحظ أن المرلوح الأصغر هى المرلوح الأكثر جفافاً، وأصغر مساحة، وترتبط فى نشأتها بالبيئة الجافة وشبه الجافة. أما المرلوح الأكبر، وهى المرلوح الرطبة أو الأكثر رطوبة وتنشأ فى بيئة مدارية جافة موسمياً، تجرى فيها الأنهار موسمياً أيضاً وتكون ذات أهمية، حيث تتزود بالمياه والرواسب فى فترة من السنة، وكل عام، مع اختلاف هذه الكمية من المياه وحمولتها من الرواسب من سنة لأخرى أيضاً، وإذا فإنها تتعرض للنمو والتغير والتشكيل بمعدلات أسرع من المرلوح الجافة.

### الجزر النهرية River Islands:

هى أحد الأشكال الجيومورفولوجية التى تتكون فى المجرى النهري نتيجة زيادة حمولة الرواسب، وميل المجرى إلى إرساب جزء من الحمولة فى المجرى، ويتم بناؤها فى منتصف المجرى، أو بالقرب من إحدى الضفتين..

وتمر الجزر النهرية بمراحل تطورية حتى تظهر على السطح ثم يختفى وجودها من المجرى فى النهاية. وفى البداية تتراكم الرواسب فى باع المجرى خاصة الرواسب الخشنة التى تساعد على تجمع راسب حولها مع زيادة الحمولة، أو ضعف السرعة أو وجود عوائق مثل النباتات الطبيعية فى المجرى.



After. Lobeck, 1939.

مراحل تطور سطح المروحة الفيضية  
شكل (٢٨)

وباستمرار عمليات الارساب في القاع تتكون بذلك الحواجز النهرية، والتي تصل بارتفاعاتها أولاً إلى السطح أثناء فترة جفاف للنهر، وباستمرار النمو الرأسى لها تصبح للرواسب أعلى من منسوب سطح الجزيرة، سواء بسبب لقاء الفيضانات برواسب فوقها أو بسبب تعميق للنهر لمجرأه على جانبى الجزيرة، وتصبح لها ديمومة، وبذلك تتكون الجزيرة.

وتتعرض الجزيرة فى مجرى النهر لعمليات نحت فى الطرف للمواجه تجاه المنابع لعمليات إرساب فى طرف الجزيرة الواقع تجاه المصب، وبالتالي قد يحدث نوع من هجرة الجزيرة على طول امتداد محور المجرى. كما أنه قد يتم نحت أحد جوانبها والارساب على الجانب الآخر، وبالتالي تتعرض للجزر لعمليات هجرة جانبية أيضاً.

وقد تتعرض الجزيرة للنحت من كلا جانبيها، وكذلك مؤخرتها للواقعة تجاه المنبع مما يعرضها للنحت والتآكل، والاختفاء فى النهاية، وبالتالي تصل إلى مرحلة الشيخوخة. كما قد تختفى الجزر من المجرى النهرى بعد تكونها إذا تعرض أحد المجارى النهرية الموجودة على جانبيها لعمليات الإطماء، وارتفاع قاع المجرى، والذي يستدق تدريجياً، ويتحول إلى مستنقع معزول يتم ردمه فى النهاية بفعل العوامل الفيضية وبمساعدة تأثير الإنسان فى البيئات المعمورة، وتتصل الجزيرة فى النهاية بالضفة، ويصبح هناك مجرى واحد فقط، وتمثل هذه الصورة مرحلة الشيخوخة لهذا الشكل الجيومورفولوجى.

### للمفرجات النهرية River terraces:

هى أشكال من ملامح الإرساب النهرى، توجد على جانبى النهر كما توجد على جانبى الأودية الجافة أيضاً، وقد تكون فى البداية عبارة عن مسطحات صخرية ثم تظهر مدرجات لرسابية لأنى منها فى المنسوب. وتختلف المدرجات النهرية عدداً. وفى أسباب نشأتها، وفى ارتفاعاتها فى الأنهار والأودية المختلفة فى العالم.

فالمدرجات النهرية لنهر النيل عديدة ومتنوعة، نظراً للتغيرات التي مر بها هذا النهر، ويوجد على جانبيه مالا يقل عن ٩ مدرجات نهرية، أعلاها على ارتفاع ١٥٠ متراً، ثم ١٤٠، ١١٥، ٩٠، ٦٠، ٤٥، ٣٠، ١٥، ٩ أمتار، وترجع إلى الفترة الممتدة من عصر البلايوسين الأعلى ثم البلايستوسين والفترة الانتقالية بينهما ثم لوسط ولواخر هذا العصر (أبو العز ١٩٩٩، ص ٢٤٣).

وفي نهر كاكوينتا cagueta في كولومبيا بالأمريكا الجنوبية تعرف لندن وزملاؤه London et al, 1982, p.354 على مدرجين نهريين على جانبي للنهر على الأقل باستخدام الأشعة الرادارية، وهي مدرجات إرسابية، وقد وصلت ارتفاعات المدرجات النهرية الأقل ارتفاعاً نحو ١٠ أمتار، بينما بلغت مجموعة المدرجات الأكثر ارتفاعاً نحو ٥٥ متراً عن النهر.

#### العوامل التي تحكم نشأة المدرجات :

تنشأ المدرجات النهرية نتيجة مجموعة من العوامل التي تؤثر أساساً إما على الجريان النهري وحمولة النهر أو تؤثر على منطقة المصب وتؤدي في النهاية إلى تكوين المدرجات منها تغير مستوى القاعدة، وتغير الحمولة، وتغير النظام الهيدرولوجي. فمستوى القاعدة الذي ينتهي إليه النهر ويصب فيه مياهه وحمولته المختلفة على المقاطع العرضية للأودية النهرية يؤثر على نشأة المدرجات، حيث أنه حينما يبدأ النهر في التدرج والانعطاف يصبح قاع للمجرى سطحاً.

وإذا حدث إنخفاض في مستوى القاعدة فإن هذا يتسبب في نحت المجرى، فيترك النهر بقايا للوادي والمجرى للقديم في هيئة مدرج علوي، وإذا تتابع هذا الهبوط في مستوى القاعدة فإن هذا ينتج عنه عدة مدرجات سلمية staircase، مثلما الحال في المدرجات التي توجد على جانبي معظم الأنهار الرئيسية في بريطانيا ننظر الصورة (١٠).

ويؤثر تغير المناخ على تكوين المدرجات النهرية أيضاً، ويظهر ذلك في

حالات تكوين للجليد، حيث يتم تحريك كميات كبيرة من نشاج عمليات التجوية والمواد التي نحتت في المجرى النهري، وتصبح حمولة للنهر زائدة عن الحد وينتج عن ذلك ميل للنهر نحو الإرساب. وإذا حدث أن تغير المناخ فإن هذا سوف يقلل من حمولة النهر وتصبح بالضرورة أقل من سابقتها، وتصبح حمولة النهر أقل من المتوقع مما يحول للنهر إلى عمليات النحت بعد ما كان يميل إلى الإرساب، فينحت النهر ويعمق المجرى في الرواسب السابق إرسابها في الحالة الأولى مما يعمل على ترك رواسب على الجانبين تكف بمثابة مدرجات نهريّة شاهدة على تغير النهر وتعميق المجرى.

أما تغير للنظام الهيدرولوجي للنهر فيظهر أثره إذا زالت كميات التصريف بشكل غير عادي نتيجة إتصال النهر ببحيرات مثلما حدث في وجود للطمى السبيلي في منطقة النوبة السفلى في مصر في مواضع مرتفعة وفسرها جرابهام G.W.Grabham ونكرها ويلكوكس بأن سببها تكون بحيرة السد في منطقة بحر الغزال، ثم حدث إتصال فيما بينها وبين للنظام النهري النيل في مصر والذي كان يمثل نظاماً منفصلاً وأصبحت المدرجات النهريّة هنا تمثل البقايا المتبقية من السهول الفيضية القديمة التي تركت على مناسيب أعلى (أبو العز، ١٩٩٩، ص ٢١٩-٢٢٢).

### أنواع المدرجات :

قد تظهر المدرجات النهريّة على جانبي المجرى وتعرف بالمدرجات المزدوجة Paired، وقد تظهر على جانب واحد ويطلق عليها في هذه الحالة مدرجات فردية unpaired، كما في شكل (٢٢). وتتكون المدرجات المزدوجة إذا حفر المجرى بشكل عميق arrows، وأخذ في تعميق مجراه تدريجياً فإنه يترك على جانبية مجموعة مدرجات ينظر بعضها لبعض.

ومن خلال سلوك النهر في عمليات النحت والإرساب وانعكاسها على المقطع

العرضى يمكن توضيح أنواع المدرجات النهرية حسب الطريقة التى تتم بها نشأتها. فالمدرجات تتكون من تعمق للنهر فى الرواسب المفككة، أو فى الصخور الصلبة، ولذا فإن المدرجات النهرية إما أن تكون ناتجة عن النحت وبالتالي يترك المجرى على جانبيه رواسب على مناسيب أعلى من مستواه الحالى تقف شاهدة على المستوى السابق للجريان، وتكون المنطقة صخرية وقليلة الرواسب، ولذا فإن المدرجات النهرية تكون صخرية منحوتة أكثر منها إرسابية ذات مكونات مفككة، وقد يوجد أكثر من مدرج على جانبى للمجرى، وتعرف هذه المجموعة من المدرجات بمدرجات النحت. Erosion Terraces أو قد يحدث أن يقوم النهر بتكوين المدرج للنحت وينخفض مستوى المياه به بواسطة تعميق للمجرى، ثم تحدث تغيرات هيدروجرافية وتزداد قدرته على حمل رواسب كبيرة يتم إرسابها على الجانبين وفوق المدرج النحتى السابق، ثم يعمق مجراه وينحت جزء من الرواسب العليا الأحدث على جانبيه فيترك الرواسب الأعلى كمدرج إرسابى، وينحت جزء من الرواسب الأحدث، فيكتشف المدرج للنحت السابق، وتعرف هذه المدرجات بالمدرجات للمجموعة Accumulation Terraces.

وقد توجد مدرجات ناتجة عن النحت، ولكنها لا توجد إلا على جانب واحد من جانبى النهر، وذلك راجع إلى طبيعة الصخور الشديدة على أحد الجانب، ووجود أحد الصدوع على هذا الجانب بالإضافة إلى عوامل أخرى تجعل فى الإمكان نحت الصخور على جانب دون الجانب الآخر، وباستمرار نحت للقاع يترك النهر مسطحاً علوياً يقف بمثابة مدرج أو أكثر دون وجوده مكرراً على الجانب الآخر، وتعرف هذه المجموعة من المدرجات بالمدرجات غير المزدوجة unpaired terraces وإذا وجد مدرج واحد فى الجانب الوعر نجده لا ينمشى فى مستواه تماماً مع ما يقابله على الضفة الأخرى للمجرى.



رورة (٩) نموذج للمنحطفات النهرية المصقفة فى الصخور، وعمليات النحت  
الجانبى، فى شعيب الحسى بصفراء الوشم وسط هضبة نجد



رورة (١٠) مدرجات النحت الجانبية للأودية، نموذج فى أحد الصخور الاركية  
جنوب دهب مباشرة فى شبه جزيرة سيناء



وتوجد مجموعة رابعة من أنواع المدرجات، بعضها قديم وأخرى أحدث منها، وبعضها تكون مزدوجة توجد على الجانبين وأخرى على جانب واحد فقط، وبعض المدرجات تكون ناتجة عن نحت الصخور وتكوين مسطحات صخرية منحوتة وأخرى تكون ناتجة عن ترك الرواسب المفككة على الجانبين، وكل هذه المدرجات تظهر في المقطع العرضي للوحد، وتعرف هذه المجموعة باسم مدرجات مختلطة combinations.

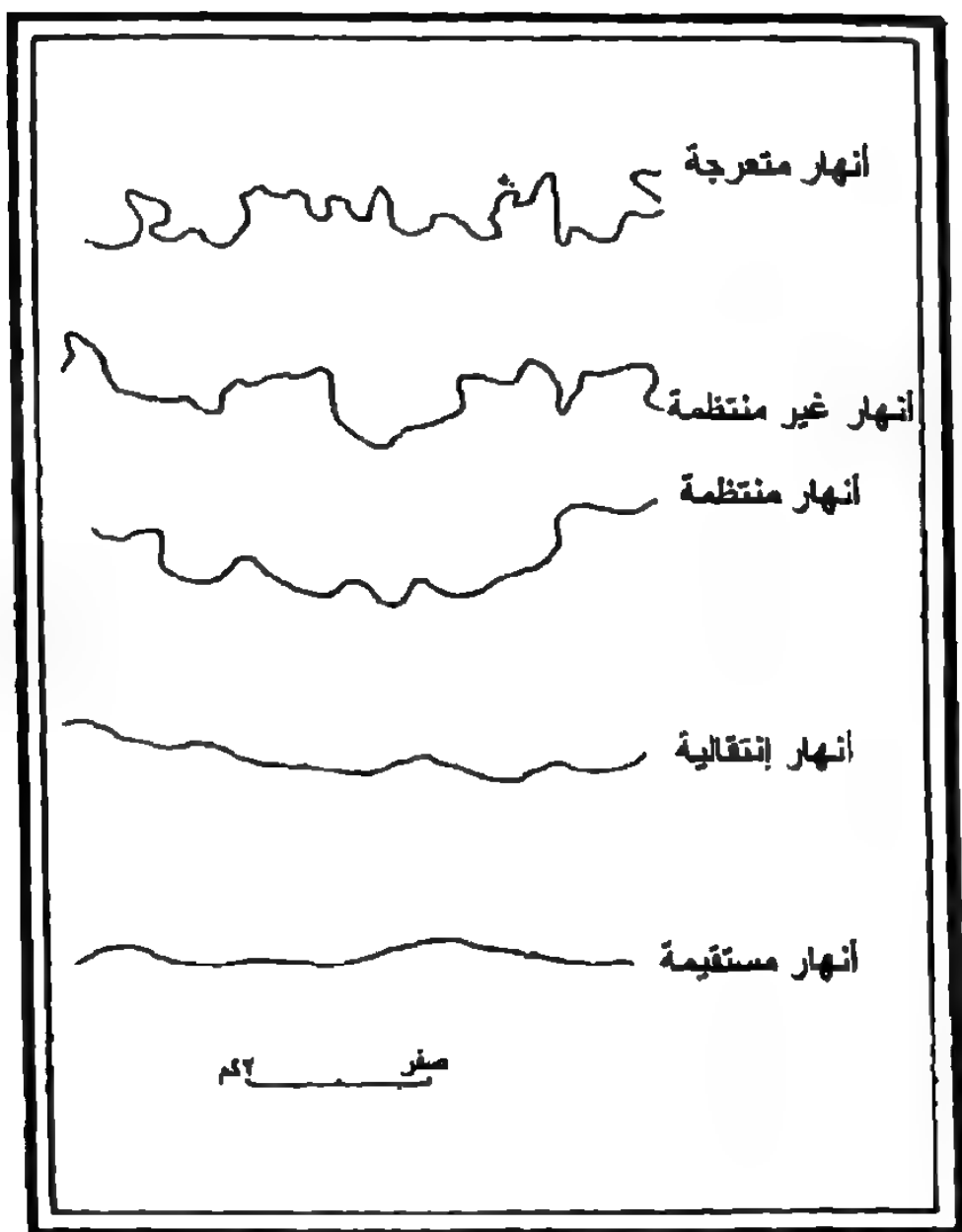
### المنعطفات النهرية Meanders :

وجدت خمسة أنماط للمجاري النهرية تعرف عليها شم Schumm عام ١٩٦٣ منها النمط المستقيم، والنمط الانتقالي، والنمط المنتظم، والنمط غير المنتظم، وأخيراً النمط المتعرج كما يظهر ذلك من شكل (٢٩).

والمنعطفات هي صورة أفقية متعرجة لمسلك النهر، وهي تعبر عن الشكل الذى يتخذه مجراه، حيث يتراوح المجرى ما بين المجرى المستقيم للشكل والمجرى المتعرج تعرجاً شديداً. وحينما تبدأ صورة المجرى فى التغير من هيئة الشكل المستقيم إلى بداية الانحناء نقول أن المجرى بدأ يتعرج، وتعرج المجرى بين ضفته اليمنى واليسرى يكون مظهراً جيومورفولوجياً يعرف بالمنعطفات.

وعملية ميل المجرى إلى تكوين منعطفات تعتبر من عمليات إطالة المجرى التى يقوم بها النهر على طول امتداده مجراه، ويتكون هذا المظهر فى الرواسب المفككة المكونة للمهل الفيضى للنهر أو للدلتا النهرية، حيث يعمل على النهر تشكيل مجراه فى هذه الرواسب المفككة، وحيث يمارس النحت فى مواضع والارساب فى مواضع أخرى، وبالتالي يتعرض المجرى دائماً للزحزحة والحركة الجانبية الأفقية، صورة (١٢).

ويمر المجرى النهرى بخمس مراحل تطورية والتى تغير شكل المجرى form من المجرى المستقيم إلى المجرى المتعرج، والتى ذكرها كيلر Keller،



عن الأوليعي ص ٢٢

أنماط المجارى وتغير أشكالها  
شكل (٢٩)



صورة (١١) نور النحت الجانبي في توسيع الوادى، نموذج من وادى المياه،  
الشمال من سدير بجبل طويق الشمالى.



صورة (١٢) نموذج للمنطفات وعملية النحت فى الجوانب المقعرة والإرساب  
المحدبة وهجرة المجرى الشمالى، فى وادى سدير بجبل طويق  
الشمالى فى هضبة نجد

(1972, p.1538) بأنها خمس مراحل. ففي المرحلة الأولى يكون النهر مندفعاً ويجرى في محور خطى يكسبه الشكل المستقيم، والمجرى يكون أميل إلى الاستقامة وإن مال مرة إلى اليمين وأخرى إلى اليسار فإن ذلك لكى يمارس نشاطه فى توسيع المجرى وممارسة النحت والإرساب، ولايتكون فى هذه المرحلة للبرك ولا الحافات الارسابية المنخفضة فى المجرى، وإن كانت توجد مضاحل shoals أو حواجز فى هيئة رؤس حاجزية point bars ، والسمة المميزة لقاع المجرى فى هذه المرحلة هى المضاحل فوق القاع، صورة (٩) فى شعيب الحسى بهضبة نجد.

وهذه المرحلة الأولى لاتستغرق وقتاً طويلاً، وسرعان مايتحول النهر إذا مر بهذه المرحلة إلى المرحلة لثانية نتيجة نشاطه فى عمليات للنحت والإرساب.

وفى المرحلة الثانية تتطور المضاحل نتيجة الارساب فى القاع، وتغير ملامح القاع ويصبح قاع المجرى غير منتظم، وتبدأ عملية تكوين البرك pools والحافات الارسابية المنخفضة riffles وهما يمثلان نتاج النحت والارساب.على التوالى فى قاع المجرى بالاتجاه فى محوره الطولى، ويصبح قاع المجرى غير منتظم، وإن كانت البرك والحافات الارسابية صغيرة للحجم وقليلة العدد فى هذه المرحلة وتكون المسافة بين البرك والحافات الارسابية الأولية ٣-٥ أمثال لتساع المجرى، ويظل المجرى محافظاً على هيئته العامة من حيث الاستقامة النسبية ولكنها تكون لقل إستقامة من المرحلة الأولى، بسبب للنحت الجزئى فى جوانب المجرى حيث يوسع للنهر مجراه، كما فى شكل (٢٠).

وفى المرحلة الثالثة يظهر التغير ويكون ملحوظاً، فالبرك والحافات الارسابية فى قاع المجرى تتطور بشكل جيد، وتصبح المسافة بين هذه الأشكال المميزة للقاع بين ٥-٧ أمثال لتساع المجرى بينما متوسط المسافة من ٣-٥ أمثال الاتساع، وتكون أكثر عدداً، ويتميز القاع بعدم الإنتظام، وتسود على جوانب المجرى نقط الحواجز point bars كما تتميز البرك الموجودة فى قاع المجرى بأن

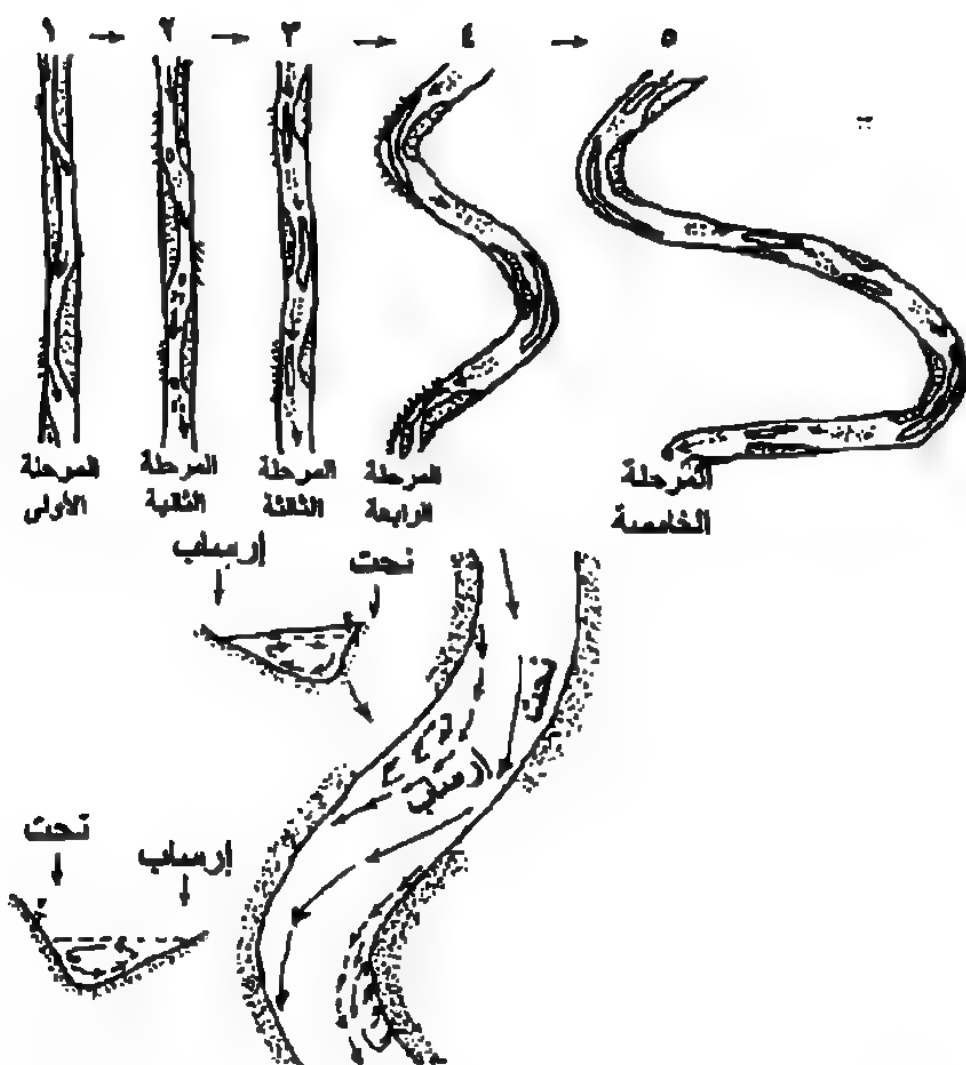
طولها يبلغ ١,٥ مرة من مقدار طول الحافات، ويزيد إتساع للمجرى هنا نسبياً عن المرحلة السابقة ونتيجة لذلك تحدث زحزحة جانبية جزئية للمجرى ويبدأ شكل المجرى في التغير الواضح.

لما في المرحلة الرابعة لتطور شكل المجرى النهري فإنه تتطور عمليات للنحت والارساب في المجرى ويختلف بالتالى شكل المجرى، وتتطور ملامح البرك والحافات الإرسابية ويصبح متوسط المسافة بينهما ٥-٧ أمثال عرض المجرى بعد ما كان المتوسط من ٢-٥ أمثاله في المرحلة السابقة، وتسود نقط الحواجز، ويزداد طول البرك بحيث تزيد في طولها عن ١,٥ مرة عن مقدار طول الحافات الإرسابية، وتكثر للحافات الارسابية والبرك في أعدادها وتزيد كثافتها، ويميل المجرى نحو الانحناء بسبب زيادة للتشكيل والنحت والإرساب على جوانب المجرى وفي قاعة أيضاً، كما في شكل (٣٠).

وفي المرحلة الخامسة تظهر كل من الحافات والبرك التي تطورت تطوراً جيداً، وتظهر دائماً البرك في المواضع المنخفضة وبالقرب أو بجوار الضفاف النهرية التي تتعرض للنحت والتهدل، كما توجد أيضاً بعض من البرك والحافات الأولية الأخذة في التطور.

وتبلغ المسافة بين الحافات والبرك مقدار يزيد عن ٥-٧ أمثال إتساع المجرى بكثير، ويصبح قاع المجرى في هيئة مضائل غير منتظمة. وتتميز البرك هنا بأنها أكبر طولاً عن الحافات بمقدار كبير، ويتطور شكل المجرى ويصبح متعرجاً.

وعادة تتم عمليات للنحت في الجوانب المقعرة للمجرى حيث يدفع التيار بشكل مباشر ويعتمد عليها بزاوية ولو صغيرة مما يعمل على نحت الجانب، ففى حين يصبح الجانب المقابل أميل لموازاة التيار منه إلى الاعتماد على الضفة فيحدث تكون تيار رجعى وهذا يؤدي إلى بطئ السرعة والميل إلى الإرساب على هذه المناطق المحدبة، كما يظهرها شكل (٣٠).



ter: Keller, 1972, p.1535.

مراحل تطور المنعطفات النهرية وعمليات النحت والإرساب  
وتكوين البرك والحافات  
شكل (٣٠)

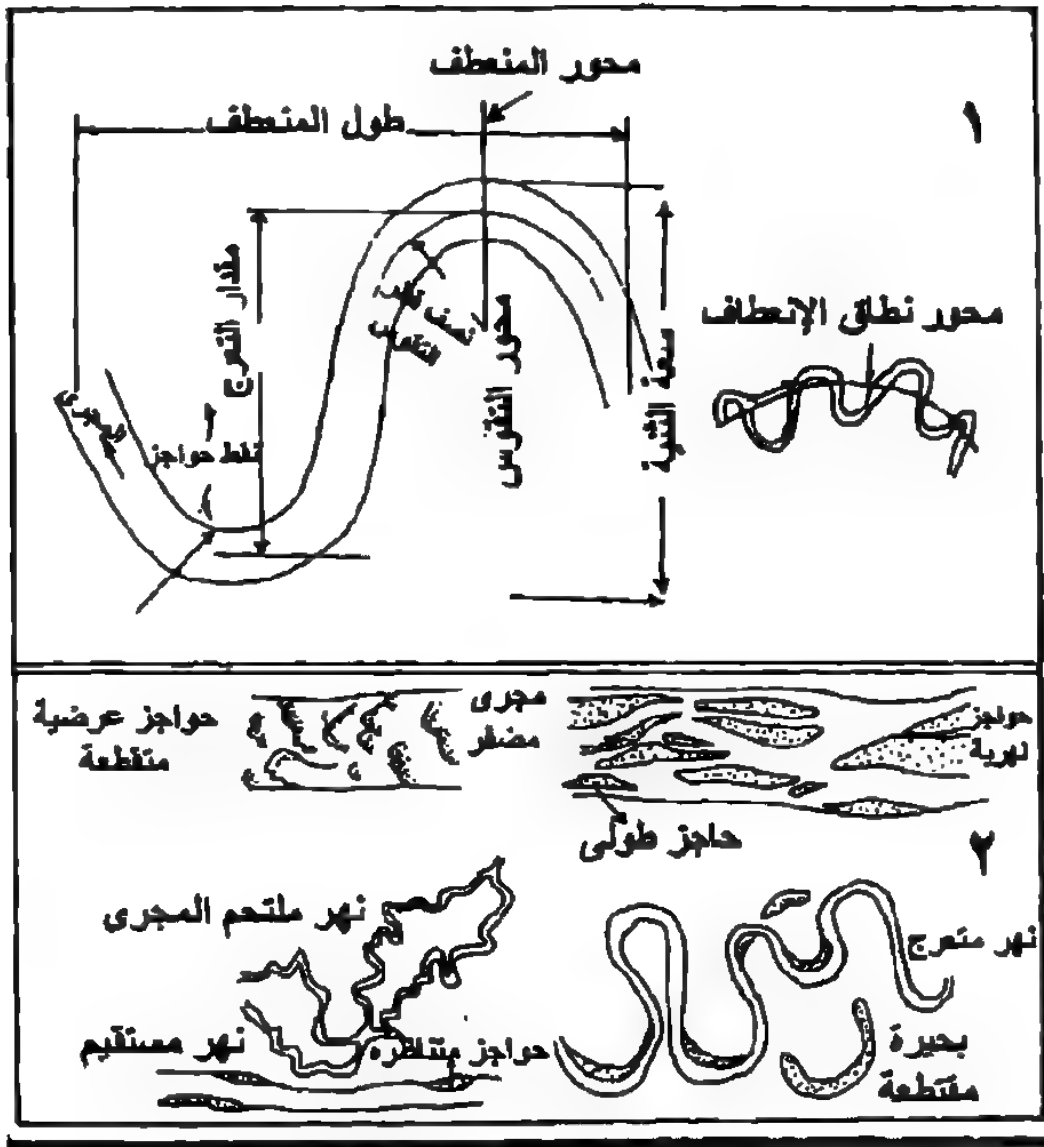
## أبعاد المنعطفات :

تتميز مناطق المنعطفات في المجرى بأبعاد خاصة بها مثل طول المنعطف وإتساعها، ونطاقها، ونصف قطر المنعطف. فطول المنعطف Length وهي المسافة الأفقية المستقيمة بين إحناعين ويرمز له بحرف (ميو) اللاتيني  $\mu$  ويعرف عادة باسم طول موجة المنعطف wave length، وهذا الطول عادة ما يمتشى مع إتجاه للمجرى بشكل عام. أما نطاق المنعطف أو إتساعه wave amplitude فيمتد بين أقصى قمة وأقصى قاع للثنية كما في شكل (٣١) وتكون هذه المسافة للقياسية بشكل يتعامد على امتداد المجرى بشكل عام وعمودى على طول المنعطفات.

أما نصف قطر المنعطف radius فهو يمثل نصف قطر الدائرة التي ينطى حولها المجرى، وفي كل إحناعة على حدة. وعادة تبلغ قيمة (نصف طول المنعطف: إلى مقدار إتساع المنعطف) مقداراً كبيراً من الواحد الصحيح، وقد يصل إلى ٢-٤ مرات قدر إتساع المنعطف.

وتصنف للمجارى النهرية حسب الشكل إلى أربعة أنواع : الأول منها وهي المجارى التي تتسم بالتضخم أو الانحمام حيث يوجد مجريان أو أكثر بها جزر كبيرة ثابتة، ويبلغ معامل الانحناء الذى يقىس العلاقة بين طول للنهر أو طول المجرى في منطقة المنعطفات وطول المجرى في خط مستقيم في هذا النوع قيمة أقل من ٢ حيث تكثر للمجارى المتعددة بين الجزر، ويصل معامل شكل المجرى shape ( العرض ÷ العمق ) قيمة أقل من ١٠. ويسود في هذا النوع عملية التوسيع المنعطف بدرجة خفيفة.

والنوع الثانى لأشكال للمجارى المائية هي الشكل المستقيم straight ويتميز باختفاء الجزر، ويصبح هناك مجرى واحد، تسود فيه ظاهرتى البرك والحافلات الارسابية، ويقتصر التخرج على أعق جزء في المجرى thalweg ويكون معامل العرض بالنسبة للعمق أقل من ٤٠، ومعامل الانحناء يبلغ أقل من ١,٥. ويميل للنهر في هذا النوع نحو التوسيع القليل مع تعميق المجرى أيضاً، كما في شكل (٣٠) ..



(١) خصائص وعناصر المنعطفات النهرية  
 (٢) أشكال المجارى النهرية والحواجز  
 شكل (٣١)



لما النوع الثالث فهو للمجرى المضفر braided ويوجد مجريان أو أكثر حيث تقسم الجزر النهرية للمجرى إلى مجارى عديدة على جانبيها، وتكون الجزر صغيرة، وتنتشر حول جزر المجرى bars، ويبلغ معامل الانحناء قيمة أقل من ١,٠٢ وقد تصل إلى ١,٣، ويزيد معامل العرض بالنسبة للعمق إلى أكبر من ٤٠ حيث يميل للنهر في هذا النوع نحو توسيع المجرى. (Finch et al., 1959, p.270)

ويتطور المجرى يصل إلى الهيئة الأخيرة للمجرى وهو المجرى المنعطف meandering، وغالبا ما يكون المجرى فردياً وليس بالضرورة وجود جزر ويتميز بتشعبه، ومع ذلك يزداد معامل التفرع إلى أكبر ١,٥، ويبلغ معامل (العرض إلى العمق) قيمة أقل من ٤٠، وتسود عمليات تعميق المجرى وتوسيع المنعطف، وتبدأ عملية تكوين نقاط للحواجز.

#### أنماط المنعطفات :

توجد أنواع كثيرة لحركة المجرى المنعطف حيث تعرف هوك (Hook, 1977, p.278) على العديد منها، ولورد لنا مجموعتان :

• المجموعة الأولى : وهي العناصر الأولية التي تحدث تغيرا بالمنعطف وتجعله يتخذ صورة من صور التغير الآتية وتعرف بالأنماط البسيطة :

(أ) التمدد أو الاطالة extention بحيث يبدو أن خط قمة الانعطاف محسب إلى أعلى، ويزيد من مسافة المجرى، وأعلى نقطة فيه تعرف بنقطة القمة أو للرأس، وعلى جانبي الانعطاف توجد نقطتي الانعطاف التي يتغير عندها إتجاه المجرى المنعطف كما في شكل (٣١).

(ب) الصورة التي يحدث لها زحزحة جانبية أو تحول translation ويكون إتجاه حركة هذه الزحزحة التي تتم للانعطاف بشكل يولزى إتجاه المجرى الرئيس.

(ج) حركة فى هيئة دوران Rotation، ويبدو فيها المجرى فى منطقة الانعطاف محافظاً على هيئة تقوس المجرى ولكنه بشكل يتقاطع مع الهيئة الدائرية للتقوس الأولى للمجرى، ويبدو وكأن المنعطاف يدور حول نقطة مركزية وهى إحدى نقطتى بداية الانعطاف.

(د) حركة التغير التى ينتج عنها إضافة أو تكبير لطول المجرى Enlargement، وفيها يزيد طول المجرى فى منطقة علق الانعطاف، وتصبح المسافة بين نقطتى الانعطاف لكبر بكثير عن ذى قبل.

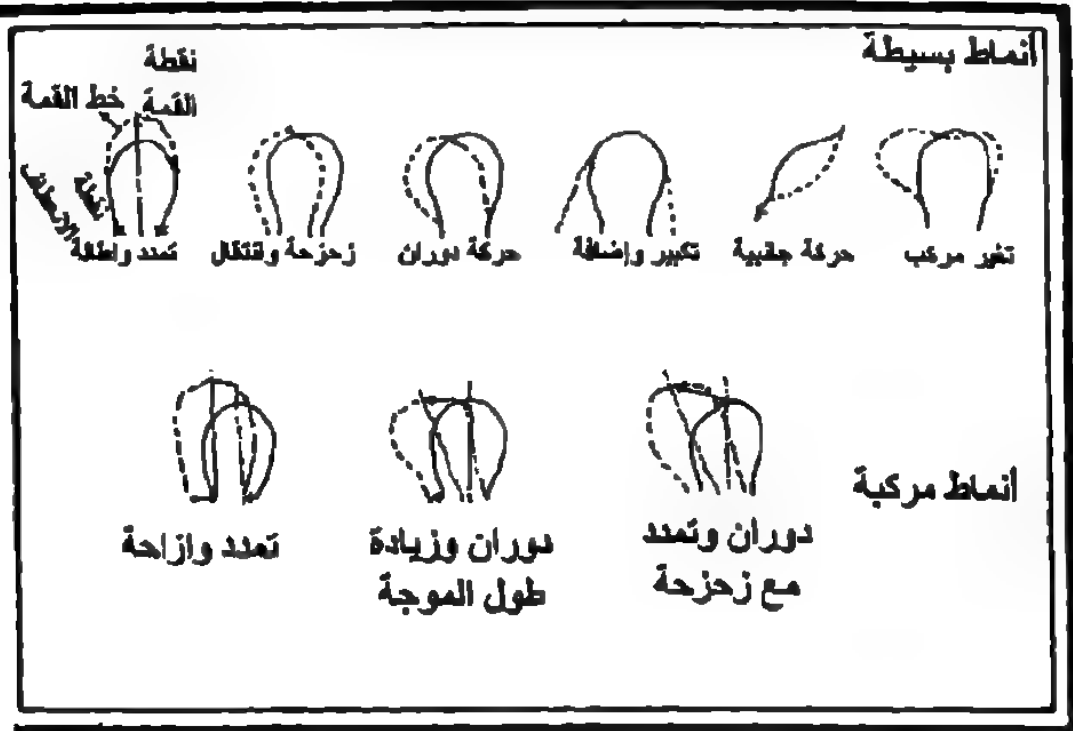
(هـ) الحركة الجانبية Lateral movement للانعطاف، مع الحفاظ على نفس طول المجرى، حيث تكون الحركة فى جانب واحد، وتتطابق فيه نقطتى الانعطاف فى الحالة الأولية وفى حالة الحركة الجانبية أيضاً.

(و) التغير المركب complex change، حيث يجمع الانعطاف ما بين التمدد والاطالة من جهة، والحركة للدائرية أو لية حركة زحزحة أخرى من جهة ثانية.

• المجموعة الثنية : وتعرف بالأنماط المركبة ومنها ثلاثة أنواع، كل نوع منها يجمع بين نوعين أو ثلاثة من الأنواع السابقة فى المجموعة الأولى، بطريقة التبادل والتوافق. مثال ذلك نوع يجمع بين التمدد والاطالة والنوع الانتقالي، ونوع آخر يجمع بين النوع الدورانى مع زيادة الامتداد للجانبى، ونوع ثالث مختلف يجمع بين الدورانى والتمدد والانتقالي.

وهناك عدة ملاحظات على أنواع حركة الانعطاف يذكرها المؤلف منها :

- أن كل نوع من أنواع حركة الانعطاف قد يكون له إتجاه حركة أو لتجاهين.
- إن حركة الانعطاف قد تكون نحو المصب أو نحو المنبع حسب نوع حركة الانعطاف، وقد تعتمد على هذين الاتجاهين فى حالة التمدد والاطالة.
- إن حركة الانعطاف قد تعمل إما على زيادة طول الانعطاف أو نقصانه.



After: Hook, J. m, 1977, p.278.

أنماط الحركات الجانبية لهجرة المنحدرات النهرية

شكل (٣٢)

- قد تكون حركة الانعطاف فى جانب واحد وقد تكون على جانبى الانعطاف.
  - ان حركة الانعطاف قد تتقاطع مع الانعطاف الأولى للمجرى وقد تولزبه فى حالة ثانية أو لا تتقاطع معه حالة ثالثة أخرى.
  - ان حركة الانعطاف بانواعها المختلفة تتم نتيجة عمليات نحت وإرساب يقوم بها المجرى، ويتم هذه العمليات بشكل بطئ ولا تحدث بشكل فجائى .
- وفى أثناء تعرض المنعطفات للنحت والارساب وزيادة إتساع نطاق الانعطاف ويصبح شكلها على هيئة، حرف S قد يحدث أن يقطع المجرى الجزء للفاصل بين إنحناءين حيث يفصل بينهما عنق سهلى ضيق، وتلتحم أجزاء المجرى، وبذلك تنفصل أجزاء من المجرى، والتي تأخذ شكلاً قوسياً وهو شكل المجرى السابق، ويصبح هذا الجزء على هيئة بحيرات هلالية ضحلة ( أبو العينين، ١٩٨٩، ص ٤٢٧)، وهى تعرف عادة بالبحيرات المقطوعة. وتتعرض هذه البحيرات للردم والإرساب بفعل الفيضانات الكبيرة التى تحدث للنهر وما يحمله من رواسب، وقد تساهم العوامل البشرية فى ردمها لاستخدامها فى الأنشطة البشرية.

## الفصل السادس

### العوامل والعمليات الساحلية



## العوامل والعمليات الساحلية

### أولاً: العوامل

تتعدد العوامل المؤثرة في تشكيل ملامح السطح في المناطق الساحلية، منها:

#### (١) الأمواج :

الأمواج عبارة عن هزات وتموجات تتحرك على سطح المياه، تنتج عن اصطدام الرياح بطاقاتها وقوتها بسطح المياه، فتنتقل الطاقة من الرياح إلى المياه متخللة الكتلة المائية، وتصبح طاقة أمواج متحركة. فحينما تصطم الرياح بالمسطح المائي تبدأ في تحريك المياه حركة خفيفة، وفي شكل تموجات أولية قليلة الارتفاع ومتتالية، ويتحرك باتجاه منصرف الرياح، وبالتدرج تزداد هذه التموجات في ارتفاعها، وطول المسافة الفاصلة بين قمم هذه الارتفاعات وبذلك تتكون الأمواج التي تسير لمسافات طويلة لتصل إلى خط الشاطئ.

والأمواج لها خصائص قياسية معلومة ذات التأثير على مورفولوجية الشاطئ والساحل، ومن هذه الخصائص القياسية ارتفاع الموجة وهي المسافة بين قمة الموجة وقاع الموجة، وهناك طول الموجة وهي المسافة بين قمتين من قمم الأمواج أو بين قاعين. وعامة فإن الطاقة الكامنة Potential energy للأمواج تتحرك منتظمة مع هيئة الموجة، ولكن الطاقة المتحركة kinetic energy هي التي تحرك جزيئات المياه وتستغل هذه الطاقة في المدار شبه مدلوي حيث تتحرك الطاقة بسرعة ولعمق مقداره له علاقة بطول الموجة، وعمق المدار يبلغ تقريباً قطره، كما في شكل (٣٣).

وبحساب طاقة الأمواج في بعض المناطق وجد أن الأمواج من نوع الأمواج المنعكسة بلغ قوة ضغط اصطدام الموجة بولجة الحوائط المنحدرة نحو ١٢٧٠٠ رطل/ القدم للمربع (Bloom, 1979, p.440) مما يؤدي ذلك إلى تكسر الصخور

ونحت الجروف ونقل الرواسب، وتكوين الأرصفة الشاطئية والبحرية.

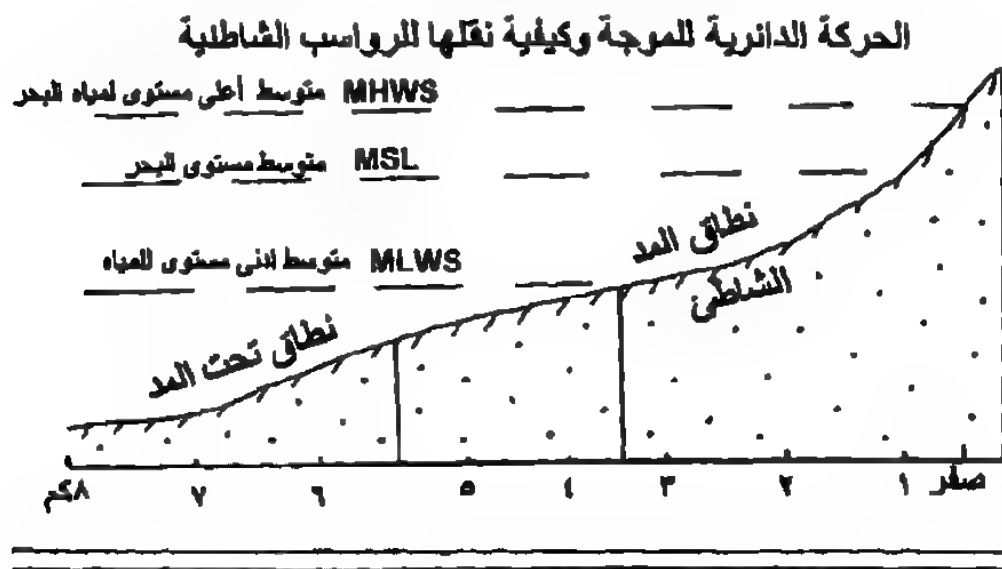
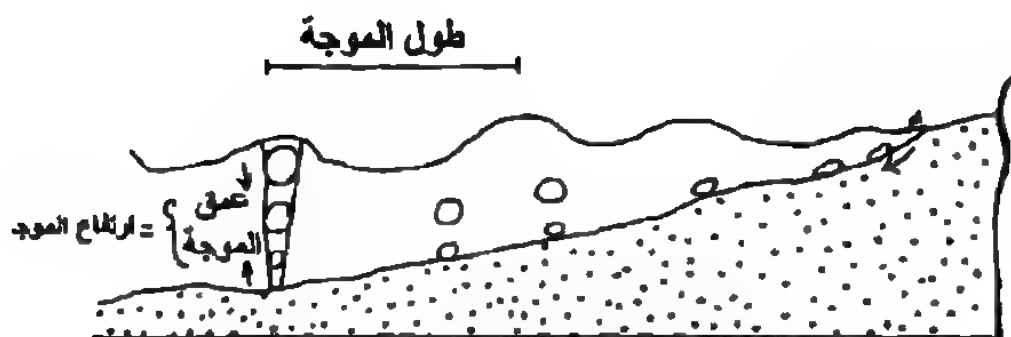
وتعد مسألة طاقة الأمواج ومعدلات نحتها على السواحل العالمية ذات تأثير عشوائي، بل نجد أن لها توزيعاً عالمياً مرتبطاً بالطاقات المناخية. فالمناطق الواقعة في عروض دنيا في المناطق المدارية والسواحل في البيئة شبه القطبية نجدها منخفضة في مقدار المد، وفي طاقة الأمواج أيضاً، وبالتالي يضاعف تأثيرهما في تشكيل للبيئة الساحلية.

## (٢) المد Tides :

ينتج المد بسبب جذب كل من القمر والشمس للأرض والمياه، فيرتفع المياه ثم تعاود انخفاضها، وبنسبة ٦٠%، ٤٠% لكل من القمر والشمس على التوالي، وبشكل متزامن أو متفرق على مدى ٢٤ ساعة حسب وضع الشمس والقمر ومدى تزامنها أمام الموضع أو المكان الساحلي، وينتج الجزر عن إجذاب المياه إلى وسط البحر وبالتالي انحسارها عن خط الشاطئ بسبب هذه العملية، أو عودة للتيار المائي مرة أخرى إلى المنطقة الساحلية، باتجاه عمودى على خط الساحل يعرف بتيار المد tidal current والذي ينتج عن ارتفاع المياه وانخفاضها.

وتشير الدراسات الجيومورفولوجية إلى أن أحوال المد تمثل صورة فريدة من الطاقة ذات التأثير الجيومورفولوجي في المناطق الساحلية والبحرية، حيث يبلغ معدل الطاقة الناتجة عن جذب الشمس والقمر  $3 \times 10^9$  كيلو وات وهذه القيمة تعنى مقدار الطاقة التي تحملها تيارات المد بالاتجاه نحو الشاطئ أثناء حركتهما. وكلما زادت فولت المد ازداد التأثير. وقد وجد أن أكبر قيمة لمقدار المد توجد في خليج فندي في كندا حيث يبلغ الفارق في مستوى المياه بين الارتفاع والانخفاض ١٦ متراً، في حين يقل الفارق في حوض البحر الأحمر وخطاته ليصل بين ١-٣ أمتار فقط.





خصائص وأبعاد الأمواج والمد والجزر  
شكل (٣٣)

تعمل تيارات المد على نقل الرواسب إلى البحر من جهة أو من قاع البحر إلى الشاطئ من جهة أخرى، وتغطي مياه المد فوق الشواطئ والحوالز لتكوين مظهر دلتاوات المد tidal delta بأشكال وأنماط متعددة، وتشكيل مجارى المد tidal streams، وتكوين مسطحات المد، ولهذا فإن دور المد فى تشكيل للمناطق الساحلية يعتبر دوراً كبيراً.

### (٣) للتيارات البحرية Marine currents

هى تيارات تتحرك فى غالبيتها العظمى مجاورة لخط الساحل، سواء بعيدة عنه نسبياً أو ملاصقة له ومجاورة للشاطئ. وفى الحالة الأولى تكون التيارات البحرية متأثرة فى نشأتها بالرياح الدائمة وحركة دوران الكرة الأرضية، وتكون ذات سرعان عالية تبلغ ٥ أميال مثلاً كما هو الحال فى تيار الخليج الدافئ (أبو العز، ١٩٧٦، ص ٣٣٠) أما فى الحالة الثانية فتتأثر تيارات تعرف بالتيار الساحلى littoral current والذي ينشأ عن حركة المياه نتيجة تكسر الأمواج واصطدامها بخط الشاطئ، وتسير مياه هذه التيارات بهيئة شبه موازية لخط الشاطئ وتعمل على جرف الرواسب ونقلها إلى أماكن أخرى وإعادة توزيعها مما تتيح الفرصة للعوامل الأخرى لتتمكن من تشكيلها فى أماكنها الجديدة.

فالتيار الشاطئ longshore current يقوم بعمليات النقل على طول امتداد الشاطئ، خاصة بطريقة جرف الرواسب drifting. فالتيار الشاطئ الناتج عن اصطدام الأمواج بالشاطئ تكون له طاقة. وترتبط قدرة التيار الساحلى على نحت الشاطئ بمقدار درجة تعامد الأمواج على الشاطئ، فكلما قلت زاوية التقاء الأمواج بالشاطئ لزدادت قدرة الأمواج على النحت، وزادت سرعة التيار الساحلى ولزدادت قدرته على جرف الرواسب.

### (٤) العامل الصخرى :

تؤثر الصخور فى العمليات الساحلية، من حيث قوة مقاومة للصخور للنحت، ومقدار تعرضها لعملية الإذابة. فالصخور الجيرية أسرع فى معدلات

الإذابة من الصخور الأركية. والمواصل ذات الصخور الأركية جروفها البحرية لشد  
لتحدراً من تلك التي توجد بها الصخور الرسوبية. كما أن الصخور الأركية  
بمختلف أنواعها أميل لتكوين سواحل صدعية من الصخور الرسوبية لتي تكون  
سواحل ذات سمات التوائية. والصخور الجرانيتية أسرع في تفككها من الصخور  
النارية الأخرى لكبر حجم الحبيبات المكونة لها. وتعتبر مظاهر الصدوع  
والتواصل والشروخ الموجودة بالصخور الساحلية بمثابة مواضع ضعف تتخبرها  
مياه الأمواج لنحت وتخفيض وتقويض الصخور الساحلية.

#### (٥) المناخ :

يكن تأثير المناخ في جيومورفولوجية المناطق الساحلية في أن ارتفاع  
الحرارة يزيد التبخر ويكون المسطحات الملحية، ويركز الأملاح في البرك  
والسبخات، ويساعد على حدوث التجوية الملحية في المناطق التي تتكشف عنها  
المياه لفترة طويلة في العروض الحارة. كما أنه قد تساعد سقوط الأمطار بشكل  
مباشر على التجوية الميكانيكية للجروف البحرية. أما دور الرياح فإنها تساعد على  
دفع التيار الساحلي littoral current فتزيد قوته وتزداد قوته على جرف  
الرواسب.

#### (٦) تغير مستوى سطح البحر :

من المعروف أن تأثير الأمواج والمد والجزر على الساحل ترتبط بمستوى  
المياه، فإذا تغير هذا المستوى فإن المياه تبدأ في ممارسة نشاطها في مستوى جديد  
للصخور الساحلية. وقد تغير مستوى البحر في الماضي حيث انخفض إلى -١٣٠  
متراً خلال عصر البليستوسين وعاود ارتفاعه، وتكونت كثير من المدرجات  
البحرية في المناطق الساحلية.

وإذا ارتفع مستوى البحر فإن هذا يعمل على إتاحة الفرصة لنشاط نحت

الأمواج للصخور الساحلية المكونة للجروف فى مواضع أعلى منسوباً مما يعمل على تراجع الجروف من جهة وزيادة قدرة الأمواج على نقل وإرساب نواتج النحت فى المنطقة البحرية القريبة من جهة أخرى مما يزيد من ارتفاع قاع البحر فى المنطقة الشاطئية القريبة كما فى شكل (٢٤).

### (ثانياً) العمليات الساحلية Coastal processes :

#### (١) عملية النحت :

تحتاج الرواسب التى يتم نحتها تدريجياً إلى سرعات مختلفة للمياه، وتتناسب مع أحجام الحبيبات، ومن خلال دراسة جولستريوم والتى ذكرها وليام (William, 1960, p.20) وجد أن :

- الرمل الخشن يحتاج إلى سرعة تبلغ ٢٠ سم/الثانية حتى يتم نحته وتكسيده.
- اما الطمي فيحتاج إلى سرعة للمياه تبلغ ٧٦ سم/الثانية.
- يحتاج الطين إلى سرعة تصل إلى ٣٠ سم/الثانية.

وتعمل المياه البحرية على برى الصخور فى منطق المد *intertidal zone* وتريل بذلك الصخور الضعيفة، بفعل الاحتكاك بطريقة ميكانيكية، وبفعل عملية الإذابة، مما يعمل فى النهاية على تكوين حفر إذابة، وتختلف عن هذه العملية لقرص منحوتة ومجوفة فى الصخر وهى (شقوق صغيرة slot) فى نطاق المد. وتتركز هذه العمليات فى صخور الحجر الرملى. ويلاحظ أن كل قطعة منحوتة تكشف عن صخور أسفل منها والأخيرة تصبح معرضة لعمليات نحت بحرى أخرى جديدة.

كما أن تيار المد يكون لديه القدرة على نحت القاع، ونحت حبيبات الرواسب لما لديه من سرعة تنشأ عن حركة المياه بفعل تيار المد بالاتجاه إلى الشاطئ أو إلى الداخل نحو عرض البحر. وعادة تكون تيارات المد ذات سرعة قوية بحيث يمكنها

تحريك ونحت الزلط للذى يوجد على أعماق كبيرة نسبياً. وقد ذكرت كولن كنج (C.King, 1972, p.246) أن تيار المد بسرعة ٤,٥ عقدة (٢٣٠سم/الثانية) والذى يدور حول لسان هرمست كلسل وجزيرة وايت على عمق يبلغ ٥٧ متراً له القدرة على سحق الزلط. وفي حالة اختفاء تيار المد وحنوث الجزر فإن عمق للزلط المتأثر بالحركة لن يزيد على ٢ متر فقط والتي تمثل أعلى مستوى للمد المنخفض بالمنطقة.

أما عملية للنحت الهيدروليكي لمياه البحر فيظهر تأثيرها على الصخور المكونة لأرصفت نحت الأمواج، حيث أن قوة اصطدام للموجة المضطربة وتكسرها فوق الصخر المكون للأرصفت كأحد الملامح الساحلية ينتج عنها طاقة نحت ميكانيكية، ويساعدها في هذه العملية وجود تشققات في الصخر.

وقد يحدث النحت الميكانيكي بفعل العوامل الأحيائية وذلك حينما توجد الطحالب algae والتي يكون معدل نحتها للصخور سريعاً ويبلغ هذا المعدل نحو ١م/ السنة، كما قدر أن حوالى ٥٤ كجم/السنة قد تم بريها من مساحة تبلغ متر مربع واحد في جزر بريانوس عن طريق نوع واحد من الأحياء البحرية وهي الجاستروبودا (Bloom, 1979, p. 448).

### عمليات الهبوط الصخري Rock fall :

تتعرض صخور الجروف البحرية لانقيار الكتل الصخرية فتتحد نحو البحر، وينتج ذلك بسبب النحت والتقويض السفلى للصخور الساحلية خاصة الجيرية بفعل الإذابة مما يعرض الكتل الصخرية العالية للانقيار بسبب شدة ضغطها على الصخور المنحوتة أسفلها.

### (٢) عملية النقل :

يقوم كل عامل من العوامل السابقة بالإسهام في عمليات النقل حسب طاقة

كل منها، ويقوم بعمليات جيومورفولوجية لنقل الرواسب بطريقة قد تختلف عما تقوم به العوامل الأخرى.

- دور الأمواج : تحسب معدلات نقل الأمواج للرواسب من خلال حساب الطاقة الكلية التي تحملها أمواج الشاطئ، ولكل وحدة طول شاطئية باستخدام المعادلة الآتية التي استخدمها لوينز Owens, 1977, p.173.

$$E_a = 1/2 \rho g H_b^2 \sin \alpha \cos \alpha$$

- حيث أن :  $\rho$  = كثافة مياه البحر.
- $g$  = مقدار للجاذبية الأرضية.
- $db$  = عمق منطقة تكسر الأمواج.
- $H_b$  = ارتفاع الأمواج للتكسر على الشاطئ.
- $\alpha$  = زاوية للتكسر.

وتشير كنج C.King 1972 إلى أن نحو ٩٨% من حركة الرواسب التي تتحرك عند نقطة تكسر للموجة break point يتم نقلها تجاه خط الشاطئ نحو اليابس، ويظهر ذلك من الحركة الدائرية التي تحدث للموجة. ويلاحظ أن عملية نقل الحبيبات لا تتم على دفعة واحدة وإنما تنقل على عدة مرات تتراوح ما بين النقل بالحمولة العالقة أو حمولة للقاع وبين الإرساب أو الارتداد لمسافة قصيرة نسبياً نحو البحر، ثم يعاد نقلها على عدة مرات بهذه الطريقة حتى يتم الإرساب النهائي فوق الشاطئ. ويذكر أنه ما يقرب من ١٠% من طاقة الموجة تستخدم في عمليات نقل الرواسب (King, 1972, p.269).

- دور المد في عملية النقل :

على الرغم من أن تيارات المد قد تكون سريعة إلا أنها تختلف عن سرعة الأمواج، حيث أن سرعة تيار المد عند قمة المياه تبلغ قيمة صغيرة في حالة الموجة المدية سواء في حالة المد العالي أو المد المنخفض، ولكن تصل إلى أقصاها في منتصف المد.

ويقوم تيار المد بنقل الرواسب في صورة عالقة، بالإضافة إلى حمولة للقاع. وتعمل تيارات المد على نقل حبيبات الرواسب بشكل مرحلي، حيث تنقل لمسافة ما إلى الأمام ثم يحدث لها تراجع لمسافة تبلغ تقريباً نصف للمسافة التي تقدمت بها، ثم يعاد نقلها لمسافة ويحدث لها تراجع بعد إرسائها على القاع لمسافة تبلغ نصف للمسافة التي تقدمت بها، ثم تحمل لمسافة تستمر بعدها على الشاطئ وتتكرر العملية حتى يدفع بالرواسب إلى واجهة الشاطئ، كما هو واضح في شكل (٣٥).

فالأجزاء العالقة تنقل :

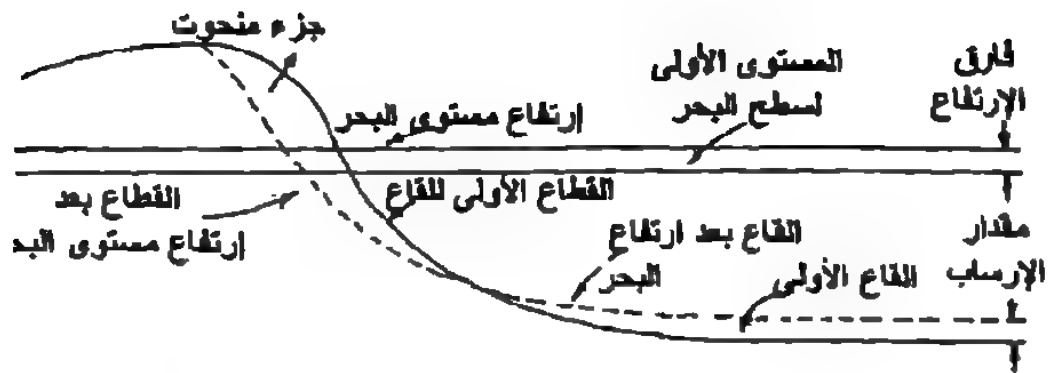
- من (١) إلى (٢) إلى الشاطئ.
- تسحبها المياه لمسافة تراجعية نحو البحر من (٢) إلى (٣)
- تنقل مرة أخرى من (٣) إلى (٤) إلى الشاطئ.
- تسحبها المياه لمسافة تراجعية نحو البحر من (٤) إلى (٥).
- تنقل في المرحلة الثالثة من (٥) إلى (٦) إلى الشاطئ وتنتهي بذلك عملية النقل من البحر إلى الشاطئ.

• دور التيار الساحلي في عملية النقل :

يسهم التيار الساحلي البحري بدور كبير في نقل الرواسب من مكان لآخر، ولكي نتعرف على هذا الدور يمكننا عرض نتائج للتجارب التي أجريت في هذا المجال. ومن خلال تجربة عملها ونشلسيا Winchelsea والتي نكرتها كولن كنج (King, 1972, p.291)، لتأثير الأمواج لمدة ساعتين لزلط من أحجام بقطر ١,٢٥ - ١٥ سم. ومن خلال تحرك الأحجام المختلفة لمسافات مختلفة تم حساب معدل حركة

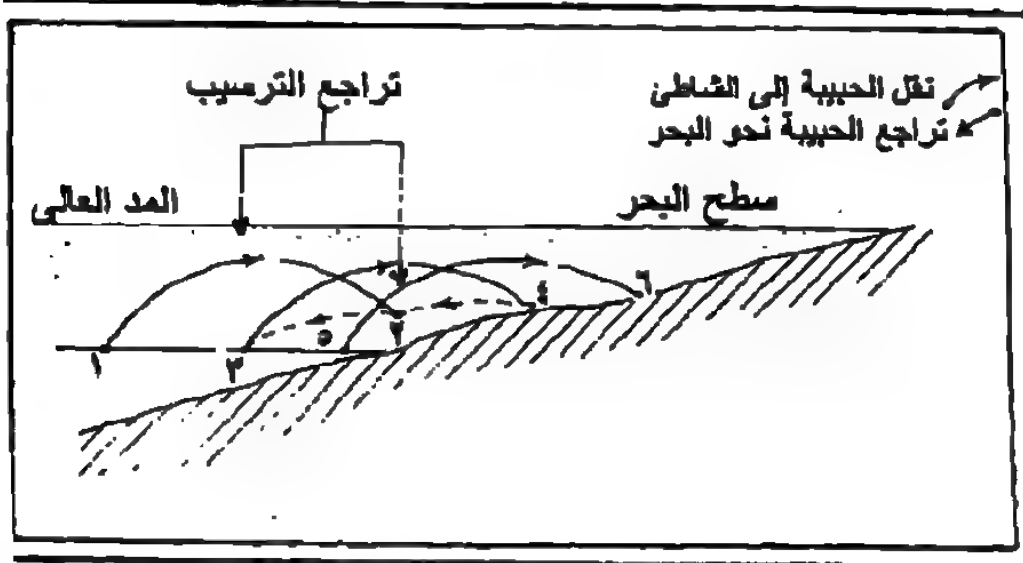
الرواسب الخشنة على الشاطئ ووجد أن هذه المعدلات بالشكل الآتي :

حبيبات بحجم	١,٢٥ - ٠,٥٩ سم	تتحرك بمعدل ٤,٣ متر/يوم
حبيبات بحجم	١,٩ - ١,٢٥ سم	تتحرك بمعدل ٦,٤ متر/يوم



er. Schwartz, 1968

تأثير تغير مستوى البحر في نحت الشاطئ  
شكل (٣٤)



After: Pethick, 1984, p.156.

بغية نقل الرواسب البحرية العالقة وطريقة إرسابها على الشاطئ  
شكل (٣٥)



حبيبات بحجم	٥-٢,٥ سم	تتحرك بمعدل ٢,٩ متر / يوم
حبيبات بحجم	١٠-٧,٥ سم	تتحرك بمعدل ٨,٢٥ متر / يوم

ويلاحظ من القيم السابقة أنه بزيادة حجم الحبيبات تقل طول الفترة اللازمة لنقلها على الشاطئ حيث تقطع مسافة أطول، بينما الحبيبات الأقل حجماً تتعرض لخشونة السطح واحتكاكات مع الحبيبات الأخرى فتتأخر في فترة نقلها، بالإضافة إلى قلة وزنها. ويعتبر التيار الساحلي هو المسئول بدرجة أساسية عن اللحث والإرساب الساحلي، وأن هذه العمليات هي التي تكسب الساحل شكله العام والذي يمكن من خلاله أن نقيم مقدار المواد الرسوبية التي ينقلها التيار الساحلي - في الاتجاه الذي يسير فيه.

وقد تم قياس تأثير عملية الجرف الساحلي بفعل للتيارات الساحلية على الساحل الشرقي للولايات المتحدة فوجد أن المعدل littoral drift rate على طول امتداد الساحل الأطلسي في ١٤ موقعاً يصل ما بين ٢٢٦٠٠ - ٣٧٧٠٠٠ م<sup>٣</sup>/ السنة، وعلى خليج المكسيك ما بين ٦٠٠٠ - ٦٩٦٠٠٠ م<sup>٣</sup>/ السنة (Komar, 1976, p.218) أن أعلى المعدلات توجد على ساحل خليج المكسيك، وربما يرجع ذلك إلى شكل الساحل، أو شدة التيارات الساحلية خاصة في مناطق تولد الأعاصير المدارية.

طرق نقل الرواسب الساحلية :

(١) الحمولة المذابة :

تحدث عمليات الإذابة في منطقة الشاطئ بدرجة كبيرة في المناطق التي تتسم بوجود الصخور الجيرية، ولذلك نجد أن معدل تكوين مسطحات صخرية شبه مستوية على الساحل ذو الحجر الجيري يكون أسرع، ويصل تكونها حتى عمق ٢ أمتار تحت مياه البحر. وتسود عمليات الإذابة أيضاً في المناطق الجافة مناخياً والتي تنتشر فيها الجزر ذات الصخور الجيرية من أصل مرجاني.

## (٢) الحمولة العالقة :

من الطرق الأخرى للنقل هو النقل عن طريق الحمولة العالقة *Suspension* وغالباً الرواسب العالقة بالمياه من أحجام الرمل تكون أميل إلى النعومة، بالإضافة إلى حبيبات الطمي والطين. ويمثل نطاق تكسير الأمواج *surge zone* نطاق نقل الرواسب تجاه الشاطئ، ويتحرك الرمال بنسبة ٥% من الكتلة المنقولة، حيث يصل تركيز الرمال في المياه المنقولة تجاه الشاطئ ١٧٠٠٠ جزء/المليون كنسبة وزنية (King, 1972, p.250) تكون محمولة بواسطة المياه.

ونظراً لصغر حجم حبيبات الطمي عن غيرها من الحبيبات والذي يصل إلى ٠,٠٥ ملليمتر أو أقل فإنها تظل عالقة في المياه المتحركة في المناطق الساحلية لفترة طويلة. وبمعنى آخر أنها تأخذ فترة طويلة حتى يتم إرسابها بواسطة المياه التي تنقلها، ولذا تأخذ عدة دقائق بدلاً من الثواني التي تتطلبها الأحجام الأكبر، وتستغرق دقيقتين، ولذلك فإن عملية النقل المسددة لها هي بالحمولة العالقة *suspension*. وقد ذكر جالفن 1973 Galvin أن : نسبة الحمولة العالقة تصل إلى ١٤% في مياه البحر.

## (٢) حمولة القاع *Bed load* :

وهي من أكبر الكميات المنقولة، وأكثر الطرق لنقل الحمولة على الموحل، هو حمولة القاع تكون كبيرة وتصل إلى ٦٨% من جملة المواد المحمولة أو المنقولة (Komar, 1976, p.216). وقد أشارت الدراسات إلى أن حمولة القاع تمتد حتى عمق ١٠ سم فوق قاع البحر.

## (٣) عملية الإرساب :

تميل كل العوامل المشكلة للموحل إلى الإرساب إذا توقفت طاقاتها، فبدأ حينئذ بإلقاء الحمولة. وتختلف سرعة إرساب المواد على الشواطئ والحوالز والجزر

## جدول (١٣)

### سرعة إرساب حبيبات الرواسب الشاطئية

نوع الرواسب	حجم الحبيبات بالمليمتر	سرعة الإرساب من ارتفاع ١٠ بوصات
زلط صغير	٥	١ ثانية
رمل خشن	١,٢٥	١٠-٢,٢٥ ثواني
رمل	٠,٢٥	
طمي	٠,٠٥	

بتصرف : Wheeler, & Williams, 1960.

الارسابية وغيرها من مختلف ملامح الارساب باختلاف حجم الرواسب نفسها. وقد أجرى ويلر Wheeler تجارب على هذه العملية، وعملها وليام في دراسته عام ١٩٦٠، ووجد أنه كلما زلا حجم الحبيبات تزيد في الحجم وبالتالي تأخذ فترة زمنية قصيرة لكي يتم إرسابها فوق واجهة الشاطئ. فالحصى والزلط بمختلف أحجامها لا تتعدى الفترة التي تستغرقها في عملية الإرساب من ارتفاع ١٠ بوصات أو ٢٥ سم الثانية الواحدة. ولذا فإنه غالباً ما يتم نقلها مجرورة ومسحوبة فوق قاع للبحر.

لما الرمل بمختلف أنواعه يأخذ فترة تتراوح ما بين ١٠-٢,٢٥ ثواني حتى يتم إرسابها من ارتفاع ربع متر، ولهذا فإنه يتم نقلها في المنطقة الشاطئية ما بين الحمولة العالقة في مياه الأمواج والتيارات البحرية وبين حمولة القاع التي تكون مجرورة.

## أشكال النحت البحري

### (١) الجروف البحرية cliffs

هي عبارة عن حافات جبلية أو تلية، تتحدر بدرجات متفاوتة نحو البحر، وقد تكون قريبة من البحر بحيث يحدث نوع من التفاعل المباشر بين الأمواج

والعوامل البحرية الأخرى وبين الحافة، وقد تكون بعيدة عن البحر بحيث تفصل بينها وبين البحر أشكال جيومورفولوجية ساحلية مثل المستنقعات والسبخات والكثبان الساحلية والسهول الساحلية.

وتعرف في الحالة الأولى بالجروف البحرية التي تشكلت بفعل تكوين للبحار والمحيطات، وهبوط اليابس في حالة نشأة الخلجان والبحار، مكوناً مواضع منخفضة وما يتبقى من اليابس المجاور وما يتصل بالقلارات ينحدر نحو هذه المسطحات المائية البحرية، حيث تتسم هذه الجروف البعيدة إما بالثبات أو بالارتفاع إلى أعلى مكونة جروفاً بحرية صدعية للنشأة. وقد يحدث أن تتكون رواسب في قيعان المسطحات المائية الكبرى وتتعرض لضغوط فتلتوي مكونة بذلك مناطق ذات سفوح إلتوائية للنشأة، وتنحدر نحو المسطح المائي البحري.

وقد أشار تشورلى وزملاؤه (Chorley et al., 1984, p.391) إلى أنواع الجروف معتمداً على شكل الجرف من جهة والظروف المناخية المؤثرة من جهة أخرى، وتتمثل هذه الأنواع في :

#### الجروف المدارية Tropical cliffs :

وهي التي تقع أساساً في العروض الحارة، وتكون محمية بالشعاب المرجانية، وبالنبات الطبيعي الكثيف نظراً لغزارة الأمطار، ويكون تراجع هذه الحافات بمعدلات بطيئة بشكل عام، وتتميز بانحدارات خفيفة، ودرجة الانحدار تكون صغيرة.

#### جروف الصحارى Arid desert cliffs :

وتتميز بنقص الرواسب المفككة التي تجلبها مجارى الأودية والأنهار والتي تستخدمها الأمواج في عمليات النحت وممارسة نشاطها في التعرية البحرية.

#### الجروف المعتدلة temperate cliffs :

تتميز هذه الجروف بوجود طاقة عالية في البيئة البحرية تصل من عرض

البحر إلى واجهة وأسفل الجروف، وتؤثر فيها بدرجة كبيرة. ويلاحظ أن هذا النوع من الجروف يقع في مواجهة الرياح الغربية العكسية وتشتد انحدرتها لشدة نحتها.

### جروف العروض القطبية High latitude cliffs :

وبخلاف هذا النوع عن كل الأنواع السابقة، حيث تتصف بدرجات إحدار قليلة، وإذا فإن انحدراتها للخفيفة تمنع طاقة الأمواج من الوصول إليها بسبب وجود حائل. ومثال ذلك الجليد البحري. وترجع هذه الجروف في نشأتها أساساً لعمليات الجليد على السطح البحرية، كما في شكل (٣٦).

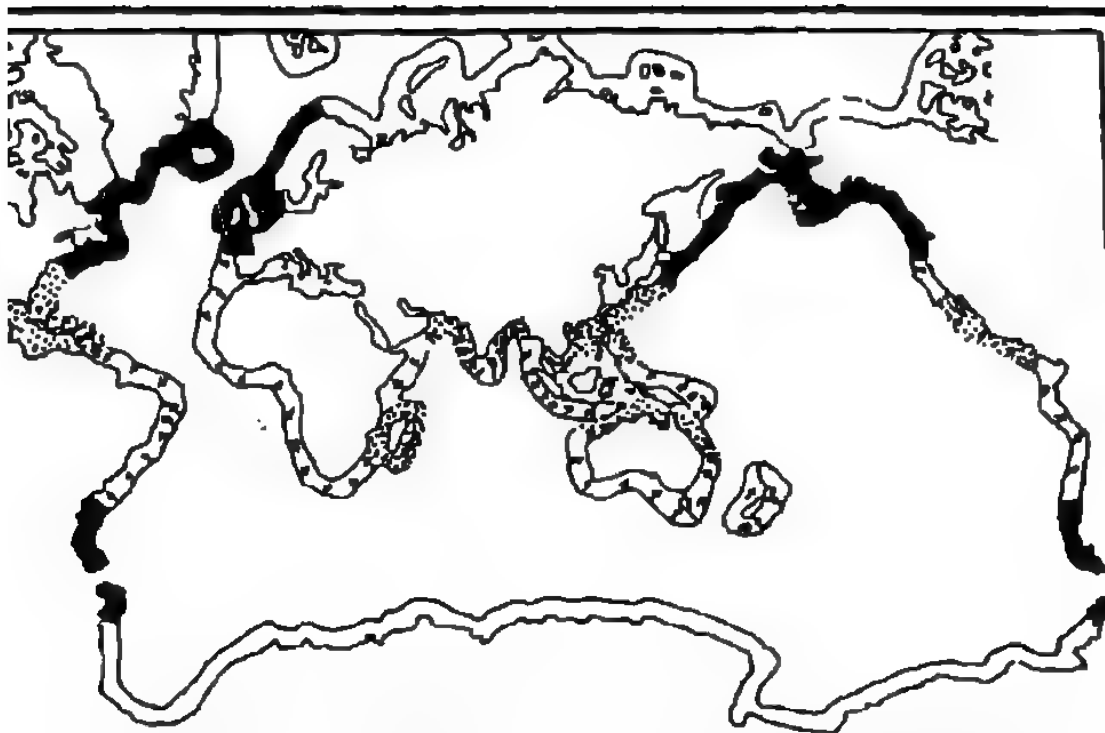
وتتعرض الجروف البحرية دائماً لعمليات تراجع نحو اليابس بفعل عمليات النحت والتقويض البحري، وما ينتج عن ذلك من نحت للأجزاء السفلى، والتهيار الأجزاء العليا من الجروف. وتتفاوت الجروف البحرية للمختلفة في معدلات نحتها وتراجعها نحو اليابس من مكان لآخر.

فقد قام فاوغان Vaughan عام ١٩٣٢ بعمل قياسات فعلية لحساب عمليات تراجع الجروف البحرية على ساحل ولاية كاليفورنيا غرب الولايات المتحدة وتوصل إلى أن المعدل بلغ ١٨-٢٦سم/ السنة (Emery & Kuhn, 1980, p.204).

أما هانان Hannan فقام بدراسة مقارنة للصور الجوية في تاريخ ماضى بالخرائط الطبوغرافية الحديثة لنفس المناطق الساحلية وتوصل إلى أن معدل تراجع الجروف البحرية هناك ٩-٢٦سم/ السنة. وقد أشارت جملة الدراسات أن معدل تراجع الجروف البحرية في هذه المنطقة مداه كبير، حيث تراوح بين ٠,٠٣-٣سم/ السنة.

وفي بريطانيا شرقى إنجلترا ذكر توماس جارنتر أن معدلات تراجع الجروف البحرية هناك يبلغ ١,٤٥ متر/ السنة (Robinson, 1980, p.133).

وفي الجزر البريطانية أشار تشورلي عام ١٩٨٤ أن معدل التراجع يتراوح بين ٠,٠٤-٣ متر/ السنة، ويقل المعدل عن ذلك في الولايات المتحدة بشكل عام



١ تأثير التجزيك والموسميات      ٢ السواحل الغربية      ٣ الأمواج البحرية :  
 ٤ تأثير الأعاصير المدارية      ٥ السواحل الشرقية      عواصف

fter: Bloom, 1979, p.476.

تأثير الأمواج والمد على سواحل العالم في المناطق المناخية المختلفة  
 شكل (٣٦)

والتي يتراوح بها المعدل من ٠,٣-١,٨ متر / السنة، في حين يبلغ المعدل في اليابان ١ متر/ السنة.

وعن تأثير نوع الصخر على معدلات تراجع الجروف البحرية نجد أنه واضحاً كما في جدول (١٤) حيث أقلها في معدلات التراجع هي الجروف ذات الحجر الرملي، ويبلغ المعدل ٠,٠٤ م/ السنة، ويليه الحجر الطباشيري ويبلغ معدل التراجع نحو ٠,٥٠ م / السنة حيث أن الحجر الطباشيري تزداد قابليته للنحت الكيميائي خاصة عن طريق عملية الإذابة مما يساعد على زيادة معدل التراجع. وفي حالة مخور الحجر الطيني المكون للجروف البحرية تشتد قابلية الجروف للنحت والتراجع، لأنه صخر يتميز بسرعة التآكل الميكانيكي بفعل المياه، ولذا تتراوح معدلات تراجعها بين ٠,٨١-٣ متر/ السنة. أما جروف الرواسب الحصوية والمجروفات الجليدية فمعدلها بين ٠,٣-١ متر/ السنة.

## (٢) فجوات النحت البحري Notches :

هي عبارة عن مواضع مجوفة في مناطق الجروف الصخرية، وذلك في الجروف التي تشرف على البحر مباشرة، ويكون هناك تفاعل مباشرة بين نشاط الأمواج والجروف البحرية.

وتتسم ملامح هذه الفجوات بأنها محددة بهيئة مدببة في أجزائها العليا والتي تحدد أقصى ارتفاع لتأثير الأمواج في تشكيل للظاهرة، ومظهرها يكون مقعراً نحو البحر أو مجوفة في أجزائها الوسطى، بينما أجزائها السفلى تكون أقل تجوفاً. ويلاحظ أن قاعدة الفجوات المنحوتة تكون أكثر نحتاً.

وتوجد هذه الملامح على مناسيب مختلفة، ولأن كلاً تتقارب مع بعضها. ففي جزر ريوكيو جنوب اليابان توجد الفجوات على ارتفاع ١,٥ متر تقريباً من مستوى البحر، أما في الجزر البريطانية فتوجد على ارتفاع مترين فوق متوسط سطح البحر .

## جداول (١٤)

### معدلات تراجع الجروف البحرية فى بعض الدول

الموضع	الدولة	نوع المصدر	معدل التراجع متر/ السنة
رأس وarden	بريطانيا	حجر طينى	٣,٠٠
شمال شرق	بريطانيا	حجر رملى	٠,٠٤
قناة سوكنس	بريطانيا	حجر طباشيرى	٠,٥٠
كيب كود	الولايات المتحدة	مجروفات جليدية	١-٠,٣٠
نيوجرسى	الولايات المتحدة	رواسب حصوية ورمل	١,٨٠
إشيكاوا	اليابان	-	١,٠٠

بتصرف After : Chorley, 1984

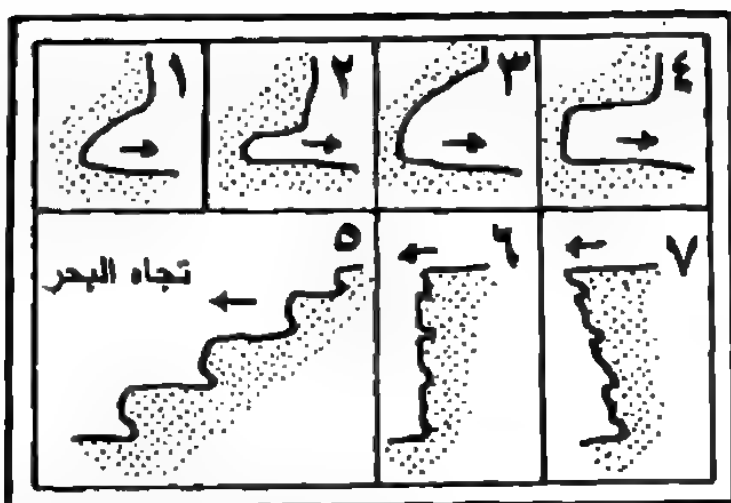
وقد سجل بوتزر Butzer عام ١٩٦٠ على الساحل الغربى فى مصر غربى الإسكندرية فجوات بحرية من أصل نحتى فى منطقة العلمين، حفرت فى حاجز مرتفع على هامش المنطقة باتجاه البحر، ويتراوح ارتفاع هذه الفجوات حوالى المتر الواحد ولكنها على ارتفاع ٤ أمتار من مستوى سطح البحر الحالى، ونكر أنه أثناء انخفاض مستوى البحر فى فترة الفلاندري -لحدى فترات للزمن الرابع فى مصر - فإن مياه البحر نحتت فجوات أخرى على مناسيب أدنى من المنسوب السابق، وإن ارتفاع هذه الفجوات الجديدة ١,٨ متر وتطو بمقدار مترين عن مستوى البحر (Butzer, 1960, pp.631-632).



ومما ساعد على تكوّلها على سواحل جزر ريوكيو هو حدوث عمليات  
النحت الكيميائي corrosion خاصة في نطاق المد. ويلاحظ أن أعلى معدل لها  
يكون قريباً من متوسط مستوى سطح البحر mean sea level، ثم تتناقص بالاتجاه  
إلى أعلى أو إلى أسفل عن المدى الذي تحدث فيه ظاهرة المد والجزر .  
وتشير الدراسة إلى أن كثيراً منها يعكس عمر emergence بمقدار ١,٥ متر  
وبعضها بمقدار ١ متر.

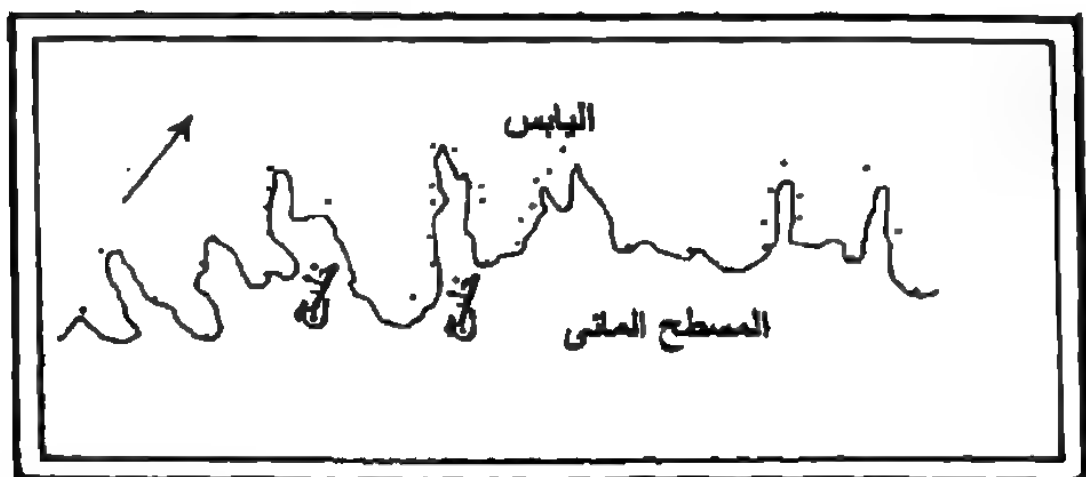
ومن حيث أشكال فجوات النحت يلاحظ أنها إما أن يكون شكلها على هيئة  
حرف V والتي تكون في هيئة زاوية حادة < تجاه البحر وقد تكون في شكل منحنى،  
أو تأخذ شكل حرف U ويكون جزئها المجوف تجاه البحر والتي غالباً ما تتطور في  
الجروف ذات الصخور الجيرية، وكلها ملامح تمثل مؤشراً حقيقياً لموضع مستوى  
البحر. وقد لاحظ المؤلف هذه الملامح النحتية على السواحل ذات الصخور الأركية،  
خاصة الصخور الجرانيتية على سواحل البحر الأحمر وخطائه، وأنه قد يرتبط  
بأسفلها الأرضفة للشاطئية أو أرضفة تحت الأمواج wave cut platform.

وقد أشار فرستابن (Verstappen, 1960, p.12) إلى إمكانية وجود ٧ أنواع  
رئيسية لفجوات النحت البحرية في الصخور الجيرية ذات الأصل المرجاني كما هو  
موضح في شكل (٣٧)، ولأن أكثر هذه الأنواع هي النوع الأول الذي يتميز بسقف  
ينحدر إلى أسفل. أما باقي الأنواع فيمكن ملاحظة وجودها في صخور ذات غطاء  
من الشعاب المرجانية تتعرض لحركة رفع متوسطة. ويشير فرستابن إلى أن معدل  
تكوين فجوات النحت البحرية يتم بمعدل ٠,٥ سم/السنة. ويلاحظ أن هذه الأنواع  
كل منها يرتبط بظروف. فالنوع الأول يتكون في صخور مكشوفة على السطح،  
ويتكون النوع الثاني على السواحل المحمية. أما النوع الثالث والرابع فهما يتكونان  
في سواحل تتميز بأن حركات المد ذات فارق كبير، وهذا يزيد من اتساع الفتحة،  
وباقى الأنواع الثلاثة الباقية هي أنواع من الفجوات ذات الارتفاعات المتتالية،  
والتي يمكن أن تتكون كلها في صخور جيرية من أصل مرجاني.



After: Verstappen, 1960.

مقاطع عرضية لأنواع التجويف التحتى الساحلى  
شكل (٣٧)



After: Wright, 1970.

ارتفاعات مواضع اتصال الأرصفة الشاطئية بالجروف فى كنت بيربطانيا  
شكل (٣٨)

### (٣) أرصفة نحت الأمواج Wave cut platforms :

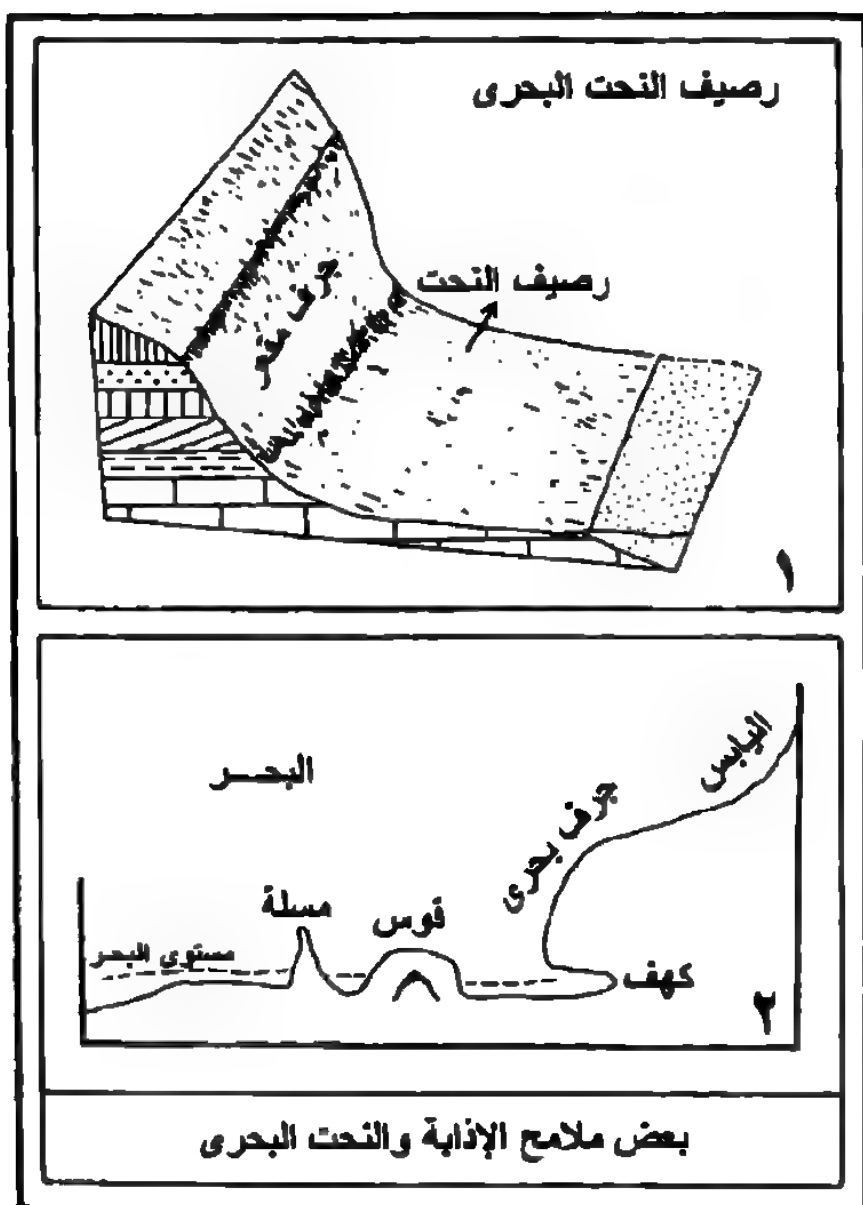
هي مسطحات صخرية شبه مستوية، يكون لها ميلاً عاماً تجاه البحر، مظهرها يكون صخرياً أملس، خالي من الرواسب تقريباً، وتتصل من إحدى جوانبها بالجروف البحرية وينحدر الجانب الآخر نحو البحر، وقد يطلق على هذه الأرصفة اسم wave cut bench، وتظهر ملامح الرصيف في شكل (٣٩).

ويبلغ اتساع الرصيف ما بين ٢-٢٠ متراً تقريباً، وارتفاعه بين أعلى نقطة متصلة بالحافة وأدنى منسوب عند مستوى مياه البحر يتراوح ما بين ١-٤ أمتار وقد يزيد عن ذلك، وارتفاعه يمثل ارتفاع المياه وتأثير عملية الضل والضل المرتد wash & back wash، ويتم نحته وتكوينه في غالبية أنواع الصخور سواء الجرانيتية أو الرسوبية، ودرجات انحداره تتراوح بين ١٠° - ٢٥°، ويتوقف انحداره على مقدار دورة نحته، ومعدلات النحت المرتبطة بأنواع الصخور بدرجة أساسية.

وتوجد أرصفة نحت الأمواج أو ما يعرف بالأرصفة الشاطئية shore platform بكثافة عالية على طول امتداد السواحل البريطانية، ويقدرها رايت wright عام ١٩٧٠ بأنها توجد في نحو ٣٥% من إجمالي طول الساحل الجبوبي لـ إنجلترا. ويلاحظ من شكل (٣٨) أن ارتفاعات هذه الأرصفة هناك قد تتراوح بين ٠,٦ من المتر وبين ٢,٨ متر على السواحل البريطانية.

### (٤) الكهوف والمسلات :

تتعرض للسواحل ذات الصخور الجيرية لعمليات تجوية كيميائية ونحت وتقويض بفعل عملية الإذابة مما يجعل للمياه تتوغل في باطن الصخور مكونة ما يعرف باسم الكهوف البحرية. وقد تتكون أشكال الكهوف في صخور لوكية إذا ركزت الأمواج نشاطها في بؤرة مركزة وتعمل على حدوث وتكوين تجويفات ترقى لأن تصبح كهوفاً بحرية، ويكون محور تكوينها واتجاه تجويفها باتجاه عمودي على خط الساحل، شكل (٣٩).



بعض ملامح الإذابة والنحت البحري  
شكل (٣٩)



صورة (١٣) بعض ملامح الأعمدة أو للمسلات البحرية في شمال غرب رأس مطروح وإلى الخلف منها رصيف تحت الأمواج (ساحل البحر المتوسط)



صورة (١٤) أحد الشواطئ الصخرية في منطقة رأس الطنطور شمال كبد على الساحل الغربى لخليج العقبة (شرق سيناء)

ويوجد مظهر الأقواس البحرية sea arches حينما تنحت الصخور البحرية المعزولة داخل البحر وتصبح عرضة للنحت من جانبيين بسبب إختلاف اتجاه الأمواج، حتى تحدث فجوة تتصل عبرها المياه وتظل باقى الصخور واقفة فى هيئة قوس.

لما المسلات البحرية فهى عبارة عن أعمدة صخرية جيرية ثابتة فى قاع البحر، وتظهر صخورها فى هيئة مسلة عمودية تعلو عن مستوى البحر ببضعة أمتار، وتقف مثل الشواخص الصحراوية فى هيئة عمودية. وقد تتطور المسلات البحرية إذا إنهار سقف الأقواس البحرية فإنه تظل جوارب القوس ثابتة وتصبح أشكالاً من أشكال النحت البحرى وهو الأعمدة أو المسلات البحرية، صورة (١٣).

#### (٥) خلجان النحت الشاطئى Bays :

هى مواضع مقوسة من الشاطئ، تأخذ هيئة مقعرة تجاه البحر، تتوغل فى اليابس بحيث تظهر تداخل المياه مع اليابس فى هذه المواضع، وتبدو كأنها فجوة متسعة من البحر وقد توغلت وتخللت الرواسب الساحلية، وتبدو فى هيئة دائرية أو بيضاوية، ويكون لها من الاتساع أكثر مما لها من مسافة لتعمق فى اليابس.

وتنشأ خلجان النحت بفعل تيار الشق rip current على السواحل والذي يحمل الرواسب تجاه البحر ويرسبها فى نطاق تكسر الأمواج بعيداً عن خط الشاطئ نسبياً، وحينما يتدفق تيار الشق من الشاطئ نحو البحر فإنه ينحت لنفسه مجرى بدءاً من خط الشاطئ beach وبالاتجاه نحو منطقة تكسر الأمواج، هذا المجرى يكون فى هيئة خليجية (Inman & Guza, 1982, p.143) ويعمل التيار دائماً أثناء صعود المياه إلى الشاطئ وأثناء ارتدادها على نحت واجهة لشاطئ، خاصة أثناء ارتدادها فتكون بذلك خلجان النحت، وتكون محصورة بين صورتين من صور الإرساب وهى من ملامح المسننات، وترتبط إتساعات هذه الخلجان بمقدار سعة الموجة. ويلاحظ أن خلجان النحت تنتشر بشكل واضح على الشواطئ العاكسة للأمواج.

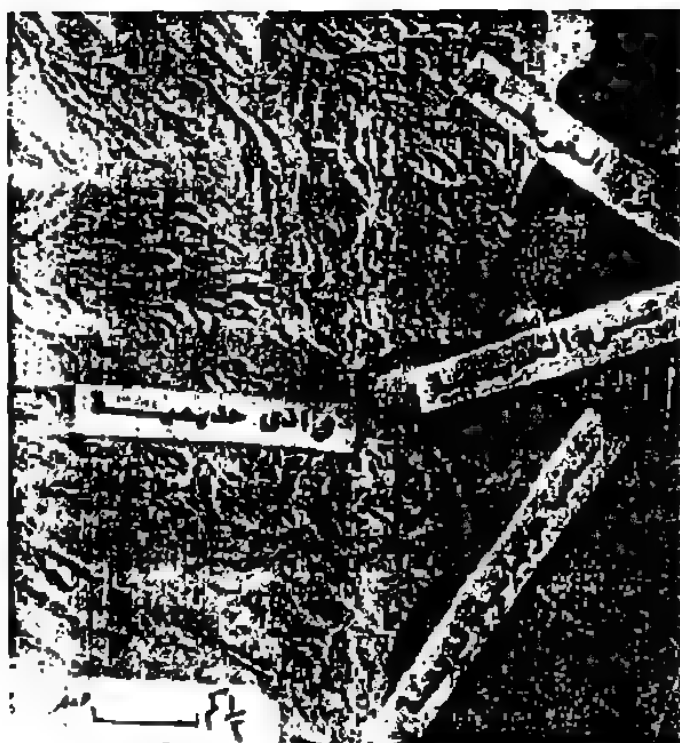
وتتسم شواطئ هذه الخلجان بشدة لتحداها إذا قورنت بانحدارات الأشكال الجيومورفولوجية المجاورة لها مثل المسنلات. وتوجد بعض خلجان الفت والتى تعرف باسم الشروم، وهى كثيرة على ساحل البحر الأحمر كما فى صورة (١٥، ١٦) وهى نوع آخر من الخلجان.

## أشكال الارساب البحرى

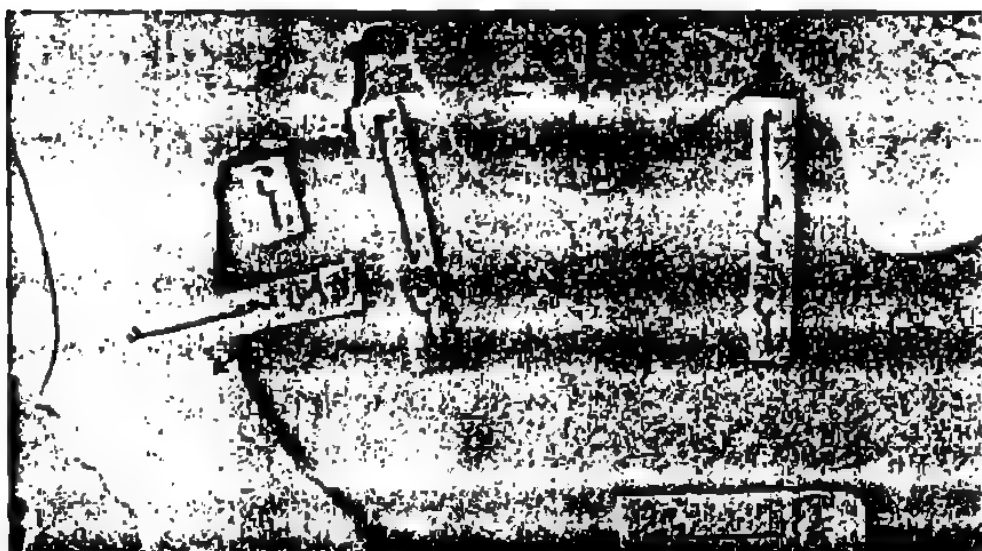
### (١) الشواطئ beaches :

هى أشكال لرسابية، أرسبتها للعوامل البحرية فى مناطق التقاء القارات بالمحيطات أو لليابس مع المياه. وقد توجد بشكل متصل أو بشكل متقطع، كما أن رواسبها قد تكون ناعمة ومكونة من الرمال، وقد تكون مكونة من الحصى والزلط وبعض الجلايد. ونظراً لتفاوت الشواطئ فى اتساعاتها التى تتراوح بين بضعة أمتار وبضعة كيلومترات فإنه يمكن تقسيم الشواطئ إلى عدة نطاقات. أو يقسم نطاق الشاطئ shoe zone إلى عدة أقسام، كل منها له خصائصه بدءاً من اليابس وبالاتجاه نحو البحر وذلك على النحو التالى :

- الشاطئ الخلفى back shore، ويمتد من قمة الشاطئ beach وبالاتجاه نحو اليابس حتى نصل إلى أبعد نقطة يمكن أن تمتد إليها تأثيرات الأمواج المختلفة وأحوال الليل والجفاف. ويلاحظ أن هذا الشاطئ يتسع فى مناطق السواحل اللتانوية والمناطق ذات السهول الساحلية، بينما يضيق أو يكاد يختفى فى مناطق الجروف البحرية المشرفة على الشاطئ مباشرة.
- الشاطئ الأمامى foreshore، وهو يمتد من نقطة بداية الشاطئ الخلفى السابق ذكره ولكن باتجاه عكسى نحو سطح البحر، ولذا فإن اتحداره نحو المياه تجعله عرضة لغمر المياه له فيما يعرف بالغسل والغسل المتراجع wash & back wash، وتغمره مياه المد لمسافة كبيرة، ولذا فهو يمتد وينحدر نحو البحر حتى يصل إلى مستوى المد المنخفض وإلى أدنى حد له، وفى الاتجاه إلى أعلى فإنه يمتد حتى أقصى تأثير لعملية الغسل السابقة.



صورة رقم (١٥) صورة جوية توضح مجموعة الشروم شمال شرق رأس محمد  
بشبه جزيرة سيناء



صورة (١٦) بعض الشروم البحرية شمال شرق رأس محمد بسيناء



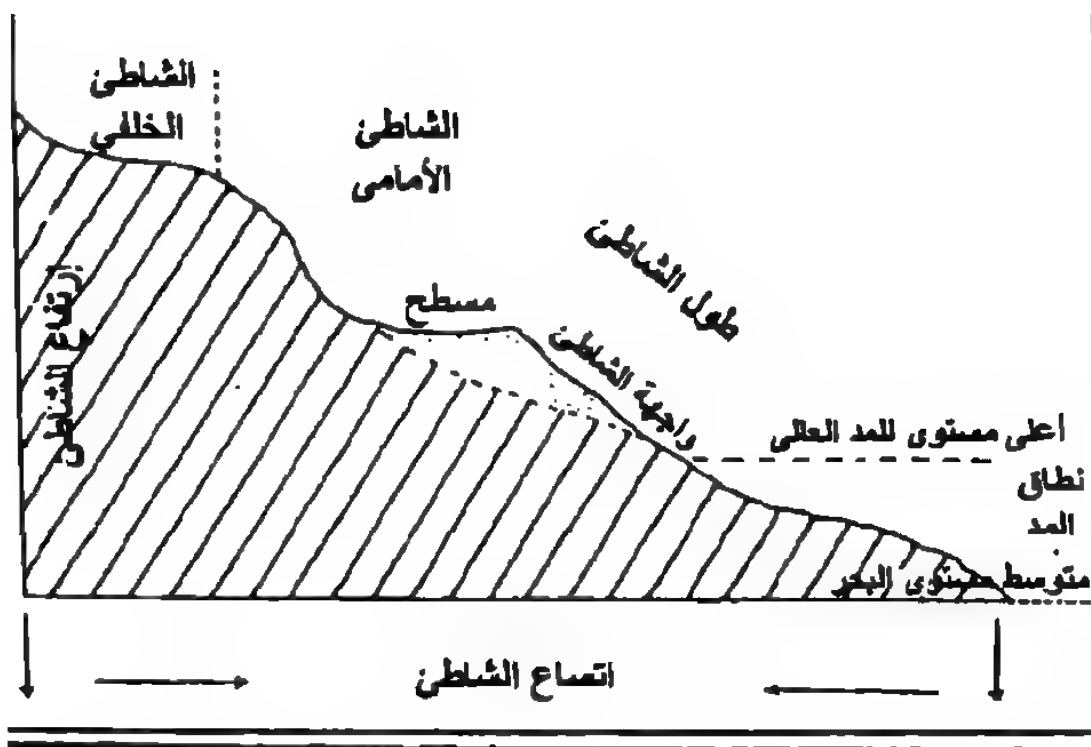
• نطاق زحف الأمواج swash zone وهو النطاق الذى يمتد ما بين مستوى المياه فى أية حالة من حالات المد حتى بداية نقطة تكسر الأمواج والتي ترتطم عندها الأمواج بفناء للبحر وذلك حينما يقل عمق المياه عن مقدار ارتفاع الأمواج، أما نطاق الأمواج المتكسرة breaker zone فيبدأ من نهاية الطرف الداخلى لنطاق زحف الأمواج وبالاتجاه نحو الداخل إلى عرض البحر ويصل نحو البحر عند نقطة أو منطقة تكسر الأمواج وتغير أبعادها وشكلها.

وتنقسم الملامح المورفولوجية للشواطئ بوضوحها، فارتفاع الشاطئ يمثل المسافة ما بين أعلى جزء على الشاطئ وبين المستوى الأفقى لسطح البحر ولن يكون هذا الارتفاع عمودياً، فى حين تكون المسافة المائلة للسطح المكتسوف للشاطئ حتى مستوى سطح المياه تعتبر بمثابة واجهة للشاطئ beach face. أما إتساع الشاطئ weadith فهو المسافة الأفقية بين الارتفاع وألنى مستوى المياه وبشكل عمودى على الارتفاع كما فى شكل (٤٠).

وتؤثر أحوال المد والجزر على الشاطئ، حيث أنه فى حالة المد العالى neap tide تكون واجهة الشاطئ أشد انحداراً، وتصبح ظروف الشاطئ تجعله من الشواطئ التى تعكس الأمواج التى تأتىها تجاه البحر مرة ثانية، بينما فى حالة المد المنخفض تسود أحوال تشتت الأمواج على وجه الشاطئ:

لما تأثير للرواسب على واجهة الشاطئ فإن وجه الشاطئ يرتبط بأحجام الرواسب التى يتكون منها الشاطئ. فإذا كانت الرواسب رملية فإنه تميل درجات إنحدار الشاطئ إلى أن تصبح قليلة، بينما إذا أصبحت الرواسب التى يتكون منها عبارة عن حصى وحصباء وزلط فإنه تريد بذلك درجات إنحدار واجهة الشاطئ، حيث أن هذه الرواسب الكبيرة الحجم لها درجة عالية من التماسك والتماسك مما يجعلها أكثر ارتفاعاً وأشد إنحداراً.

وقد يظهر على واجهة الشاطئ جزء صغير يعرف بالمسطح، وهو عبارة



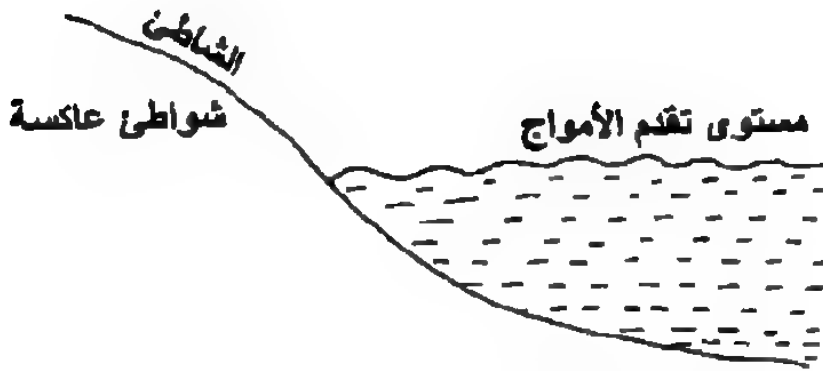
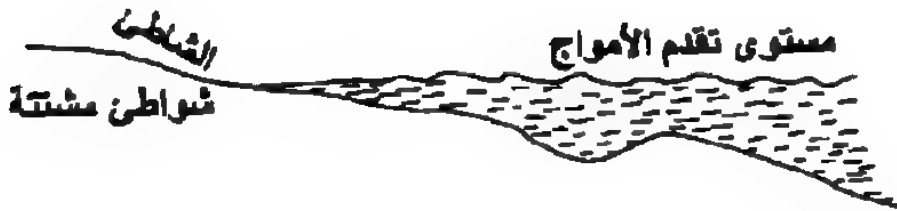
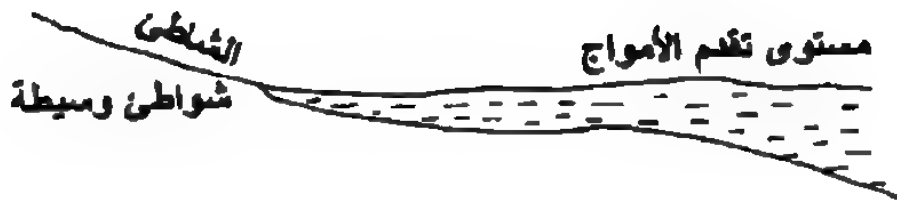
ملامح وخصائص قطاع الشاطئ  
شكل (٤٠)

عن شكل لرسابي صغير، تعمل حركة المياه نحو الياض والحركة المرتدة نحو البحر فوق واجهة الشاطئ swash & back wash على تراكب الرواسب وتكونه. ويتسم المسطح باستواء سطحه أو يكون سطحه مائلاً في حدود ١-٢° نحو الشاطئ الخلفي تجاه الياض أو نحو الماء في حدود ١-٣°، بينما الجزء الثاني منه يشتد إنحداره نحو البحر ويصل الانحدار إلى ١٠-١٥°.

وتصنف الشواطئ إلى أنواع حسب الانحدار أو حسب الأمواج التي تكون سائدة على كل نوع، ومن أهم هذه للتصنيفات تصنيف شورث (Short, 1979, p.568) الذي قسمها إلى ٢ أنواع هي: الشواطئ القليلة الانحدار، والمتوسطة الانحدار، ثم الشواطئ الشديدة الانحدار. فالشواطئ قليلة الانحدار هي التي تقل ظل زلوية الانحدار tan عن ٠,٠٣ أى تقل عن ١,٧°، ورواسبها تكون ناعمة، ونظراً لقلة الانحدار فإن الأمواج التي تصل هذا النوع من الشواطئ تصبح من نوع الأمواج المشتتة Dissipative أى تبدد طاقتها على الشاطئ.

أما للشواطئ المعتدلة في الانحدار، فتتراوح قيمة ظل زلوية الانحدار ما بين ٠,٠٣-٠,١٠°، أى أن درجة الانحدار تتراوح بين ١,٧-٥,٧°، ونظراً لزيادة الانحدار نسبياً عن النوع السابق فإن رواسبها غالباً تميل إلى الخشونة وكبر الحجم وتصبح من نوع الرمل المتوسط الحجم، والأمواج التي تصل إلى هذا النوع من الشاطئ في تفاعلها مع خط الشاطئ تصطدم بشواطئ إما من نوع الشواطئ المشتتة أو للشواطئ للعاكسة كما في شكل (٤١) أي أنها شواطئ وسيطة.

والنوع الثالث من الشواطئ هي الشواطئ للشديدة الانحدار steep، وتكون قيمة ظل زلوية الانحدار أكبر من ٠,١°، أى ٦° فأكثر والسبب في ذلك قد يرجع إلى كبر حجم الحبيبات الخشنة والرواسب الحصوية، ويؤدي لصطدام الأمواج بوجه الشاطئ إلى انعكاس الأمواج ولارتفاع الطاقة نحو البحر فتصبح الشواطئ عاكسة reflective.



أنواع الشواطئ حسب الأحوال الديناميكية على واجهة الشاطئ  
شكل (٤١)

## مراحل تطور قطاع الشاطئ :

يمر الشاطئ بمراحل جيومورفولوجية تطورية ترتبط أساساً بالأحوال الديناميكية للشواطئ، سواء عمليات النحت أو الإرساب، ونوع الأمواج وطبيعة منطقة تكسر الأمواج، وعمليات النقل على واجهة الشاطئ من أعلى إلى أسفل ومن أسفل إلى أعلى. وقد اتجهت الدراسات في النصف الثاني من القرن العشرين - نحو دراسة دورة الشاطئ beach cycle، وكان من رواد هذا الاتجاه الجديد سونو ch. Sonu من اليابان، وشورت A.D. Short من استراليا، وغيرهما كثير.

وتبدأ دورة الشاطئ بفرضية أن الشاطئ من ملامح الإرساب وشكل قطاع الشاطئ وصل إلى أقصى حد نحته له وأصبح يتخذ شكلاً مقعراً. ويحدث بعد ذلك بدء الدورة حيث تعمل الأمواج وتيار المد وغيرها من العوامل البحرية على نقل الرواسب إلى واجهة الشاطئ، ويحدث تراكم إرسابي فوقه مما يغير من شكله ويتحول من شكل مقعر إلى شكل مستقيم بسبب ملئ التفرع الذي وجد في المرحلة الأولى، بالرمال والرواسب.

وقد يحدث أن يتعرض القطاع المقعر إلى تكون حاجز فوقه قبل أن يتحول إلى الشكل المستقيم، فيأخذ هذا المسطح دورته أيضاً ويهاجر من موضعه عند الجزء الأدنى من القطاع للمقر بالاتجاه إلى أعلى ويصل إلى منتصف القطاع، ثم يهاجر مرة أخرى إلى أعلى القطاع.

وفي المرحلة الثانية وهي مرحلة الشكل المستقيم لقطاع الشاطئ قد يتكون فوقه مسطح Berm والذي يطلق عليه البعض حاجز الغسل wash bar، ويمر أيضاً من مرحلة وجوده أدنى القطاع المستقيم ثم إلى الجزء الأوسط منه، ثم يهاجر الحاجز إلى أعلى القطاع المستقيم. ويلاحظ أنه ليس بالضرورة تكوين مسطح فوق الشاطئ، حيث أنه قد يمر من حالة التفرع إلى حالة استقامة القطاع دون تكوين مسطح، كما أنه قد يتطور أيضاً من حالة الشكل المستقيم إلى الشكل المحسب دون

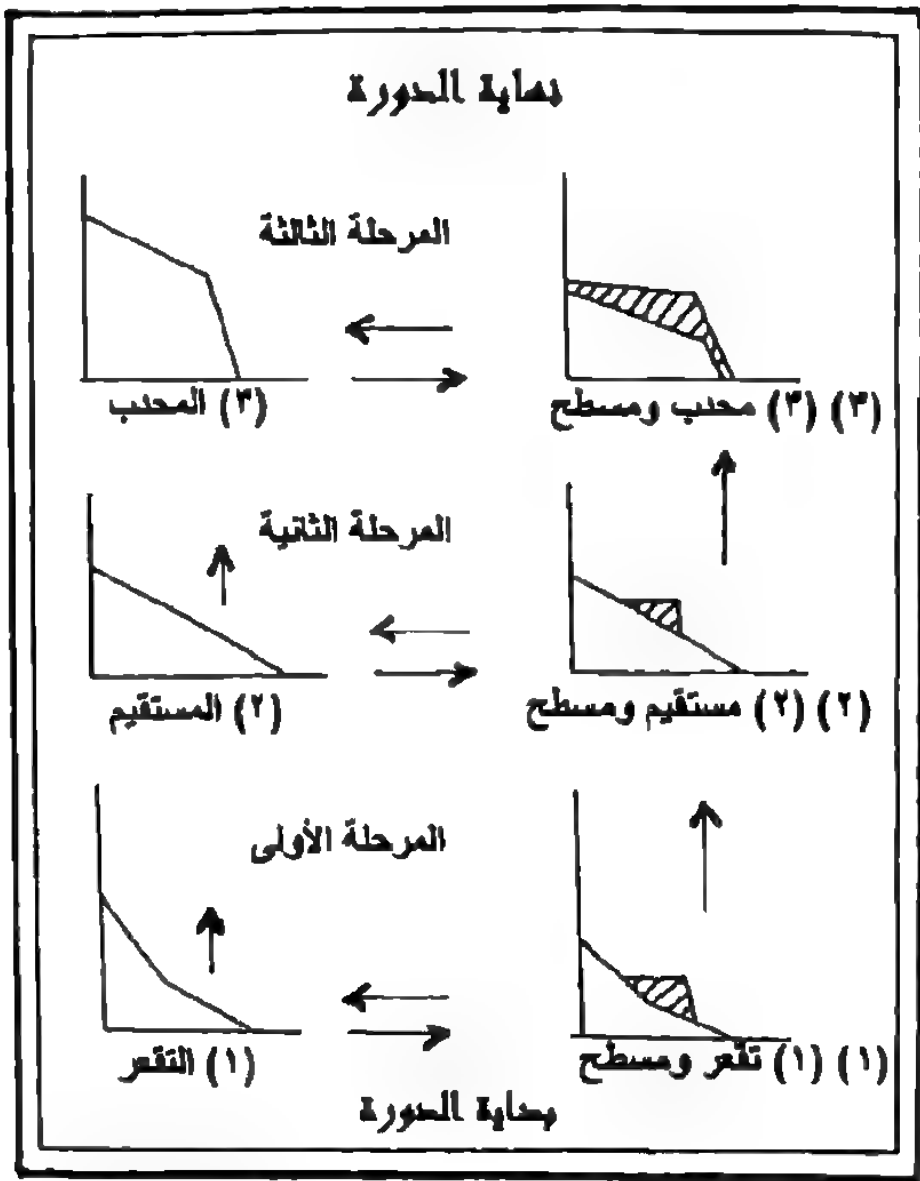
تكون مسطح.

أما للمرحلة الثالثة فينتقل فيها النشاط من حالة استقامة واجهة النشاط إلى الهيئة المحدبة، وذلك بسبب زيادة معدلات النقل والارساب فوق النشاط، وبناء وملئ المواضع المقعرة أو المستقيمة، وبالتالي تتغير صورته وتعطيه هيئة محدبة. وقد تتكون مسطحات بنفس الطريقة السابقة في المرحلتين السابقتين، كما هو موضح في شكل (٤٢).

## (٢) الأسنان البحرية spits :

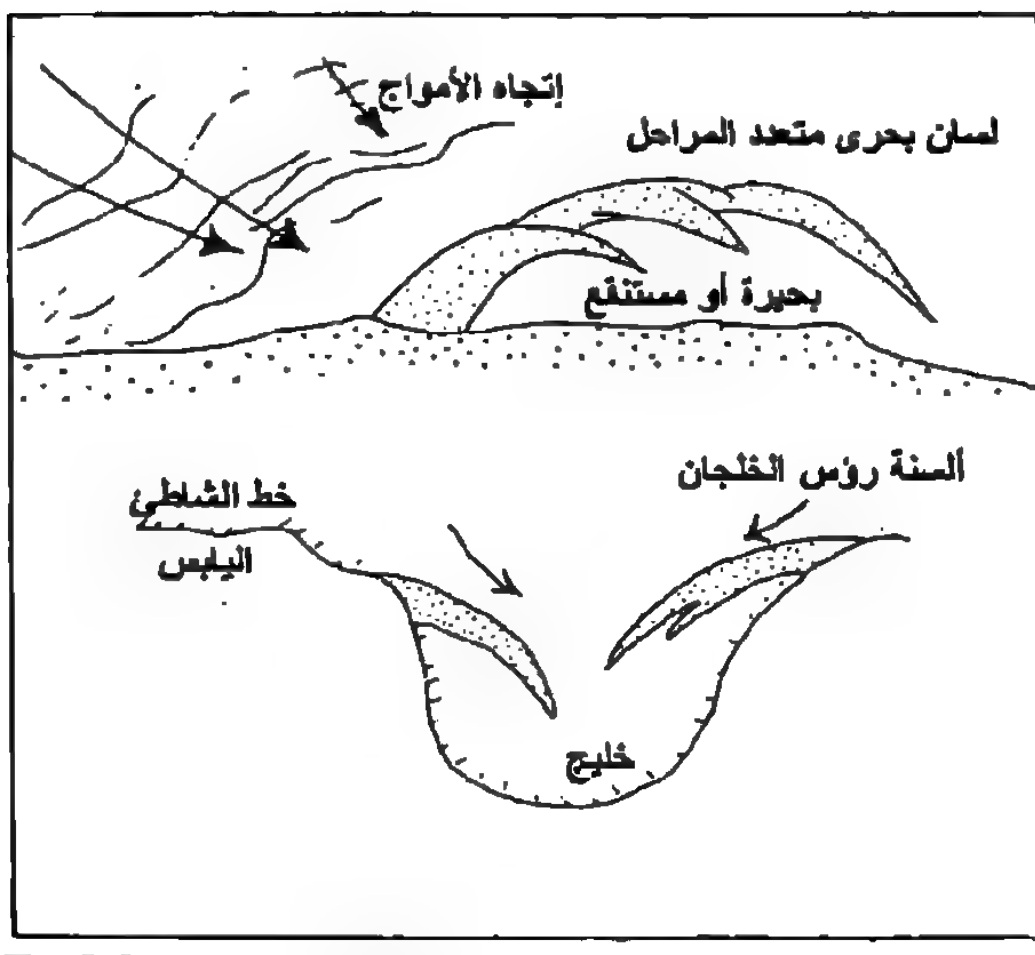
هي عبارة عن تجمعات رسوبية مفككة، تأخذ هيئة طولية، وتمتد من خط النشاط باتجاه عرض البحر، بحيث يصبح اللسان ممسوكاً في أحد أطرافه باليابس، والطرف الثاني حراً سائياً توجّهه الأمواج حسب الأحوال، ولذا فهو يشبه لسان الإنسان أو الحيوان في أنه ممسوك من أحد طرفيه فقط، ويختلف عنه للحاجز البحري الرسوبي في أن الأخير غير ممسوك من أى طرف من أطرافه.

وتمر الأسنان البحرية بعدة مراحل جيومورفولوجية تطورية. ففي البداية يحدث نوع من الجرف الساحلى littoral drift للرواسب التى سرعان ما تصنع زاوية مع خط النشاط بسبب وجود أمواج وتيارات ساحلية باتجاه معاكس فتجبه الرواسب المجروفة إلى عرض البحر. وباستمرار عمليات الجرف يتم بناء للجسم الرئيسى للسان. أما المرحلة التالية بعد مرحلة البناء فهي مرحلة التشكيل، حيث يكون للسان طرفاً مستقيماً سرعان ما تؤدي عمليات الجرف الساحلى على نشاط للسان المواجه للبحر إلى زيادة معدلات الجرف بينما تدفع الأمواج القادمة من الاتجاه المعاكس طرف اللسان فينعكف، وتستمر عملية الجرف في طريقها لبناء طرف آخر للسان. وباستمرار هذه العملية، بالإضافة إلى تكرار حدوثها تتعدد الأسنان الصغيرة المتصلة باللسان الكبير، ويصبح اللسان متعدد المراحل، ويدل كل لسان صغير منها على أحد المراحل التطورية، شكل (٤٣).



After: Sonu, 1973.

مراحل التطور الجيومورفولوجية للشواطئ  
شكل (٤٢)



بعض نماذج للألسنة البحرية واثـر الأمواج فى تكوينها  
شكل (٤٣)



وعادة يتم بناء الألسنة البحرية بارتفاع يصل إلى بضعة أمتار فوق مستوى سطح الأرض، وترتبط عملية تكوين الألسنة البحرية وبناء جسم اللسان بأمواج العواصف، والحد العلى، أو تغيرات مستوى سطح البحر.

لما عن الرواسب التى تتكون منها الألسنة البحرية فإن الألسنة البحرية تتكون من رواسب معظمها من الحصى والزلط والرمل، وهى رواسب تكون مصنفة، وتزداد حجماً كلما تقدمنا من طرف اللسان الموجود فى عرض البحر إلى منطقة اتصال اللسان البحرى باليابس.

### (٣) الحواجز البحرية barriers :

هى أشكال إرسابية تأخذ هيئة طولية وموازية أو شبه موازية لخط الساحل، وهى لا تتصل بالشاطئ، وتبدو فى هيئة جزر بارتفاع ٢-٢ أمتار، ورواسبها رملية أو خليط من المواد الخشنة، وتحصر فيما بينها وبين الشاطئ مستنقعات وبحيرات أو مسطحات مائية.

وقد تعرض الكثير من الدراسات لكيفية تكون هذه الحواجز الإرسابية وظهرت فى هذا المضمار عدة نظريات منها :

(أ) الجرف الساحلى: حيث أنه تم بناء الحواجز أثناء استقرار مستوى سطح البحر وذلك بفعل تأثير التيار الساحلى الذى عمل على بناء الحواجز بفعل التيار الساحلى الذى يجرف الرواسب وتعمل أمواج العواصف على جرف الرواسب، وتجمع الرواسب للرملية المجروفة فى شكل حواجز، ويساعد على ذلك نمو بعض النباتات الطبيعية. ويوجه النقد إلى هذه النظرية أن حواجز التيار الساحلى لا تستطيع أن تبني حواجز تظل واقفة وتعلو عن مستوى سطح البحر (Chorley, 1984, p.387) لأن مثل هذه الحواجز تتحول إلى حواجز شاطئية، ولأن الرواسب فى اللاحونات والمواد العضوية بها لا تظهر أية علامات تربطها بالدورة فى البحار المفتوحة.

(ب) نظرية الهبوط تشير هذه النظرية إلى أن الحواجز البحرية نتجت عن هبوط مستوى سطح البحر في مناطق الأسنة والحواجز الممتدة على طول الشاطئ.

ومن أصحاب نظرية الهبوط للدلتاوى لوتفوس (Orvos, 1986) الذى درس كيفية نشأتها، وأشار إلى تكون الأسنة البحرية فى هيئة قطع متصلة بالدلتا، وذلك أثناء حدوث الأمواج الشديدة التى تعرف بالعاصفة storm التى تحولت إلى جزر، وباستمرار التراجع المحلى للدلتا بسبب الهبوط فإن أراضي خط الشاطئ تتراجع نحو اليابس بدرجة أسرع من هجرة الجزر والتى تظهر فى المرحلة رقم (٢). وتستمر عملية الهبوط التى تصيب سطح الدلتا المتقدم فى عرض البحر، وتختفى مناطق كثيرة كانت تمثل رصواً بحرية ومسطحات أرضية دلتاوية، وانفصلت الجزر عن لرض الدلتا فى لوزيانا فى الولايات المتحدة بسبب عملية الهبوط الدلتاوى من جهة ونقص التروء بالرواسب التى تعمل على التعويض لبناء الدلتا، كما فى شكل (٤٤).

(ج) نظرية ارتفاع مستوى البحر: حيث أن الحواجز البحرية ترتبط فى كونها بارتفاع مستوى سطح البحر مما لءى إلى عزل للشواطئ التى كونتها أمواج العواصف، لو عزل الكثبان الرملية الساحلية عن طريق هبوط منطقة الشاطئ الخلفى back shore بسبب غمر المياه لها وكون الجزء الهابط بركاً ساحلية coastal lagoons.

(د) نظرية تقطع الأسنة البحرية : حيث أن الحواجز قد تم بناؤها فى صورة السنة بحرية متقطعة بفعل أمواج العواصف أولاً، ثم تعرضت إلى قطع ثغرات beaching فى جسم اللسان بفعل هجوم الأمواج على أجزاء فى منتصف اللسان، وهذا التطور يمكن أن يكون مقبولاً فى بعض الحواجز.

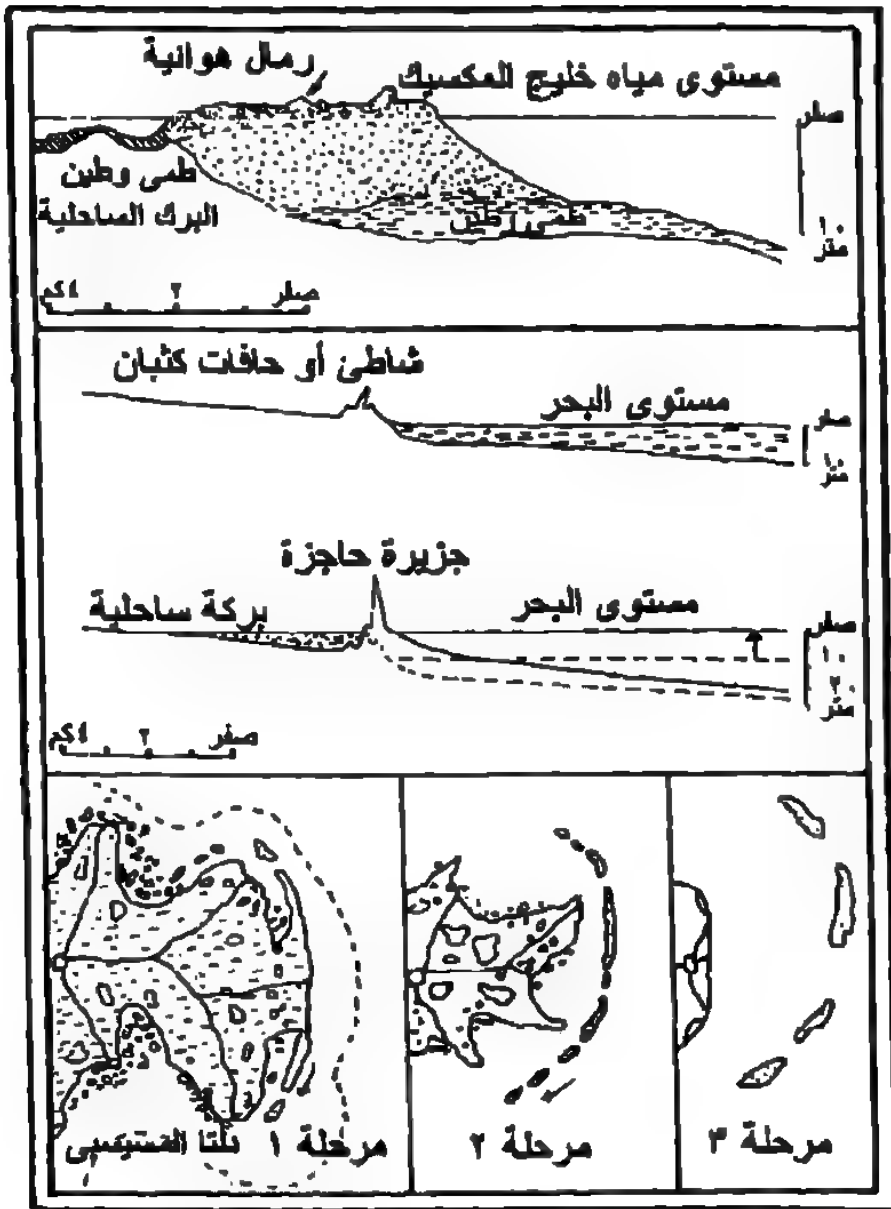
(هـ) نظرية بناء الحواجز وهى من أفضل النظريات القائلة بنشأة الحواجز فى منطقة الشاطئ البصد offshore إلى أعلى لتصبح فى هيئة جزيرة، حيث يتم

تراكم الرواسب فوق الحاجز المنحور حتى تصل الرواسب إلى مستوى سطح البحر، ثم تملأ عنه وتصبح الرواسب مكشوفة على السطح وأعلى من مستوى البحر، وبالتالي تحجر فيما بينها وبين الشاطئ بركاً ومستنقعات كما في شكل (٤٤).

لما نظرية جلبرت Gilbert والتي لم يوافق جونسون الأخذ بها تقول بأن الحواجز كانت في البداية عبارة عن السدة بحرية، وسرعان ما تحولت إلى جزيرة حاجزة (Hoyt, 1967, p.1126)، وذلك بسبب انفصال اللسان عن اليابس. ويوجد اتجاه آخر بأن جزر الحواجز إنما كانت في الأصل عبارة عن شواطئ أو حافات رملية ساحلية تتميز بالارتفاع، ولكن حدث أن تعرضت المنطقة الواقعة إلى الخلف منها في نطاق الشاطئ الخلفي لعمليات هبوط تكتونية أدى إلى طغيان المياه عليها وتكوين برك ومستنقعات ساحلية (لاجونات) وأصبحت حافات للكتبان الساحلية أو للشواطئ في عرض البحر بمثابة جزر حواجز تملأ عن سطح المياه، كما في شكل (٤٤) وقد يكون سبب تكون البرك الساحلية هو ارتفاع مستوى مياه البحر submergence، وغمر المنطقة الساحلية وليس هبوط الشاطئ الخلفي.

وتتميز الحواجز البحرية دائماً بالهجرة، ومنها هجرة الحاجز نحو الشاطئ، والسبب في هجرة الحاجز نحو الشاطئ هو أن الأمواج تتكسر على شاطئ الحاجز، تلك الشاطئ الذي يكون موجهاً للبحر، ولكنه من الجهة الأخرى المواجهة لليابس نقل فرص تحت الأمواج للحاجز فتعمل المياه للإرساب فيزداد نمواً تجاه البحر (Wright et al., 1986, p.281) أما البرك الساحلية التي تقع بين الحواجز وخط الشاطئ فهي تمتلئ تدريجياً بالرواسب، ثم تتعزل وتتبخر منها المياه ويصبح اليابس بعد ذلك متصلاً بالحاجز.

وتزود الأمواج بالرمال من قاع البحر والتي تحملها لكي تبنى بها الحاجز وتعمل على هجرته أيضاً. فالأمواج وحركة المد والجزر تعمل على هجرة



Chorley et al., 1984.

طرق تكوين ونشأة الحواجز البحرية في بعض المناطق  
شكل (٤٤)

التموجات الرملية ripple marks الموجودة في قاع البحر تجاه الشاطئ، وبالتالي تضاف هذه الرواسب أولاً إلى شاطئ الحاجز المواجه للبحر، ومن أكثر المناطق انتشاراً لظاهرة الحواجز البحرية للساحل الأمريكي المطل على المحيط الأطلنطي وعلى خليج المكسيك، وسواحل بحر البلطيق، والسواحل المدارية التي تنتشر فيها نباتات المنجروف في العالم.

#### (٤) المستنات الشاطئية beach cusps :

هي عبارة عن بروزات لرسابية، تتقدم تجاه البحر أمام الشواطئ وتكون جزء من الشاطئ نفسه، وتأخذ هيئة مدببة بحيث ينتهي طرفها بهيئة مستقيمة نحو البحر، وهي تكسب ملامح الشاطئ هيئة متعرجة، ويعرفها البعض بأنها ضروس الشاطئ، وقد اصطلح عليها المجمع اللغوي عام ١٩٧٢ في مصر باسم ضروس الشاطئ، ويذكرها الغالبية في دراساتهم باسم المستنات، وهي تكون أكثر من مسنن، بينما إذا كان مسننا واحداً يصبح في هذه الحالة رأساً رملية sandy head.

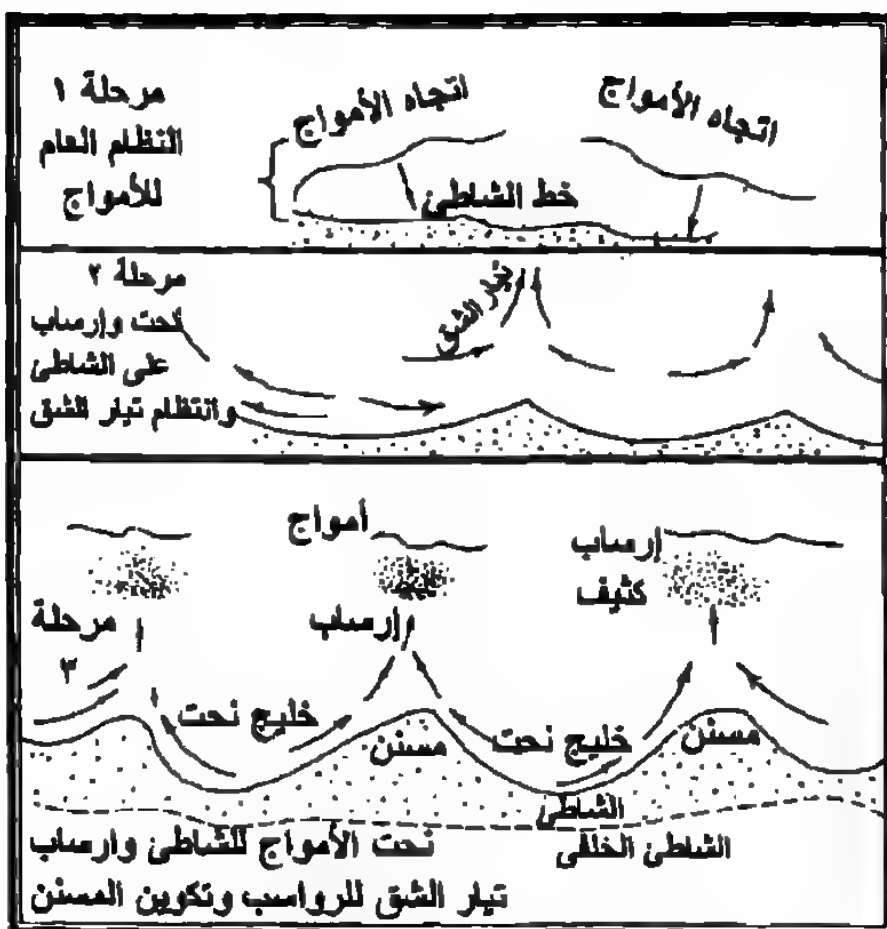
وتشير كثير من الدراسات إلى أن هذه الملامح تمثل ملامح نحت في الشاطئ، حيث توجد على جانب كل مسنن خليجين من خلجان النحت، وكان هذا المظهر النحتي هو الذي أظهر هذه الملامح البارزة، وأن النحت غير المنتظم في واجهة الشاطئ هو الذي ساعد على تكوين هذه الأشكال حسبما أشار ديبوس Dubois ١٩٢٨، في حين تذكر كولين كنج (King, 1972, p.387) بأن هذه الأشكال تم تكوينها عن طريق عملية زحف الموج يشك في صحتها. أما أصحاب نظرية الارساب فمنهم كولين Kuenen ١٩٤٨ الذي ركز على أهمية عملية الارساب في تكوين المستنات، ولذا فهي تمثل الآن شكلاً أساسياً من أشكال الارساب على السواحل، وتضم بينها خلجان النحت.

وقد لاحظ كومار P.D. Komar عملية تكوين المستنات الشاطئية بدءاً من نطلق الشاطئ للقريب nearshore، حيث تبدأ عملية تحرك المياه في نطلق زحف

الموج surf zone ذهاباً إلى الشاطئ، ثم ترتد في صورة تيار رجعى يعرف بتيار الشق rip current والذي يرتد مرة ثانية بقوة لينفع للمياه مع تقدم الموجة نحو خط الشاطئ (Komar, 1971, p.2644) فحينما تنكسر الموجة على الشاطئ تنقسم مياهها إلى قسمين من المياه المرتدة نحو البحر، جزء منها على اليمين والآخر على اليسار، وتمثل المنطقة الوسطى التي يتجه إليها التيار من البحر نحو الشاطئ قبل أن ترتد المياه موضع نحت رئيسية هي الخلجان، بينما على الجانبين يتم الارساب بسبب تراجع المياه المرتدة في اتجاهين متقابلين فبدأ بذلك عملية تكوين الممسندات كأشكال لرساب، ويوضحها شكل (٤٥).

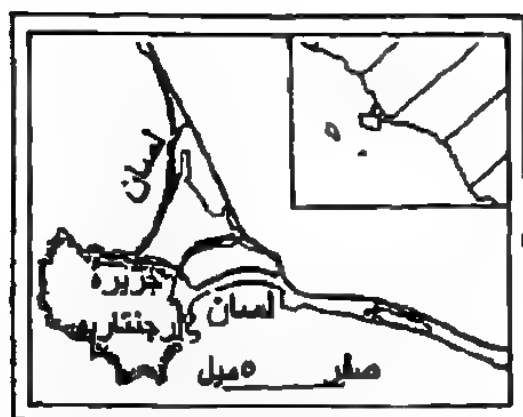
ويحكم تكوين هذه الأشكال (الممسندات) مجموعة من العوامل منها الأمواج، وتيار الشق. فقد لاحظ المؤلف على شواطئ خليج العقبة وخليج السويس أن الشواطئ التي تأتي إليها الأمواج بزاوية مائلة تتكون بها هذه الملامح بدرجة أكبر من تلك التي تتعامد عليها الأمواج. كما أن الشواطئ التي يصبح اتجاه الأمواج عليها بشكل موزي تختفى من عليها هذه الأشكال ولا تتكون لأنه يختفى تيار الشق ويظهر التيار الساحلي ويقوم بعمليات الجرف. وهذا ما لاحظته المؤلف على الشواطئ التي تقع دائماً نحو الجنوب أمام دلتاوات ساحل خليج العقبة في مصر شرقى سيناء، حيث تصبح غالبية الأمواج والتيارات البحرية الساحلية longshore current تسير بهيئة موازية لامتداد الشاطئ وبالتالي تختفى عملية التفاعل في النحت والارساب والتي تتم بشكل عمودي على الشاطئ فلا تتكون الظاهرة.

وتتميز الممسندات بالتجانس النسبي في أطولها، ويشير تويدال (Twidal, 1976, p.387) إلى أن طولها يتراوح ما بين المتر الواحد والعديد من الأمتار، وقد يصل طولها إلى قرابة العشرة أمتار أو يزيد. وعادة يكون لحدود المسنن في غالبية الأحوال اتجاه البحر، وتتراوح درجات لحدوده فيما بين ٥٥-١٢٠°، بحيث تقل درجة لحدودها عن إحداد شاطئ خليج النحت المجاور لها على الجانبين حتى يمكن لها أن تظل ظاهرة على السطح.



مراحل تكوين المستنات الشاطئية وخلجان النحت

شكل (٤٥)



After: Williams, 1960, p.131,

نماذج لأشكال التمبولو

شكل (٤٦)

## جدول (١٥)

مقدار الأبعاد بين المستنقعات الشاطئية على بعض سواحل العالم

ساحل خليج العقبة شرقي سيناء	مستنقعات فكتوريا على ساحل نيجيريا		مستنقعات بلاجرى على ساحل نيجيريا		حدود الأبعاد
	الغربي	الغربي	الغربي	الغربي	
٦٢,٧	٤٣,٥	٦٣,٣	٢١,٦	٣٣,١	المتوسط بالمتر
-	٥٠-٣٤	٧٦-٤٧	٢٢-٢١	٣٤-٣٠	المدى بالمتر

تجميع المؤلف عن : لتركمانى، ١٩٨٧، ص ٧٢، Antia, 1987, p.27

وتختلف المسافة الواقعة بين كل مسنن وآخر على طول امتداد خط الشاطئ، فقد تكون المسافة قصيرة جداً بحيث تقل عن ١٠ أمتار، وقد تكون طويلة بحيث يصل طولها إلى ما بين ١٠٠-٢٠٠ متر، أما إذا زادت المسافة عن ٢٠٠ متر ووصلت حتى ١٠٠٠ متر فإنها في هذه الحالة تكون أشكالاً جيومورفولوجية ساحلية أخرى تعرف بالأشكال الهلالية الساحلية *crescentic features*.

### (٥) التنبولو Tombelo :

هو عبارة عن لسان بحري يصل بين خط الشاطئ من جهة وإحدى الجزر للصخرية أو المكونة من رواسب المجروفات الجليدية في العروض المعتدلة الباردة في نطاق الشاطئ البعيد offshore من جهة أخرى. وقد يحدث أن يتصل لسانان بحريان ويمتد كل منهما فيما بين الشاطئ والجزيرة الصخرية، وتعرف في هذه الحالة بأنه تومبولو مزدوج، ومن أمثلة الحالة الأولى تمبولو في ناهانت Nahant، في ماساتشوستس بالولايات المتحدة، ومن أمثلة الحالة الثانية في مونت أرجنتاريو في إيطاليا. وهي تتكون عادة بفعل عمليات الجرف الساحلي من الشاطئ تجاه الجزيرة من اتجاه واحد أو من اتجاهين مختلفين ومتعارضين، ولذا يتكون لسان أو لسانين فيما بين الشاطئ والجزيرة.



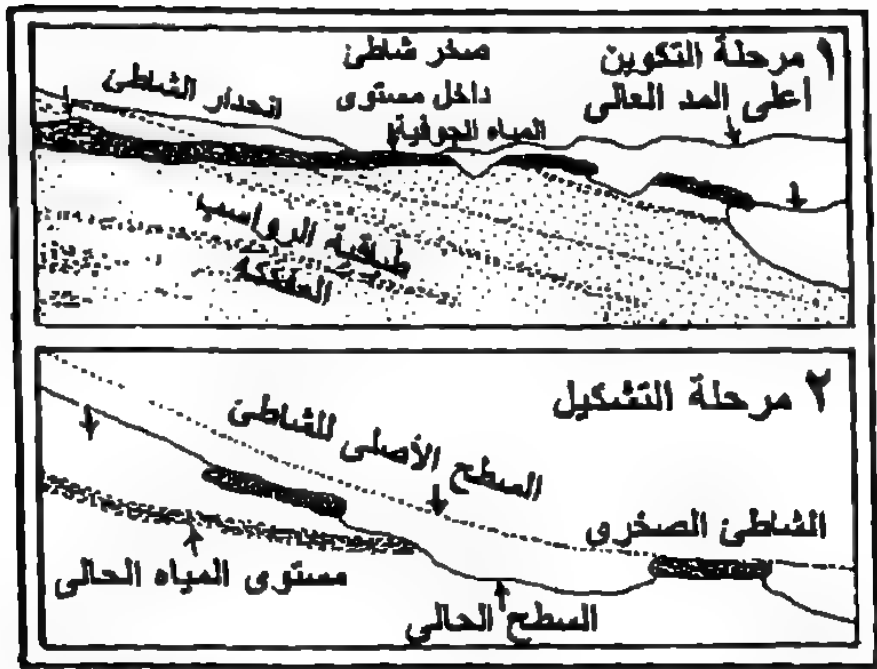
## (٦) الشواطئ الصخرية Beach rocks :

هى ملامح صخرية على الشاطئ لكنها نتجت عن الارساب ثم حدث تماسك للرواسب، ولذا فهى ليست من أشكال اللحت بل من أشكال الإرساب حيث تصلبت الرواسب وأصبحت بهيئة متماسكة وتتحدر نحو البحر. وهناك اتجاه عام على أن ملامح هذا الصخر هو بناء submitted لعملية البلال والجفاف. حيث أن الغالبية العظمى من هذا الملمح المورفولوجى يوجد فى نطاق المد intertidal zone وهذا يجعل الصخور الشاطئية مؤشراً جيداً لمعرفة مستوى البحر، كما فى شكل (٤٧)

والشواطئ الصخرية تتكون أساساً من مواد اللتحت مع بعضها البعض، معظمها مكونة من العناصر الجيرية ومن مواقع الفورمانيفرا الميته، وغالباً ما يتم ملئ الفجوات بين الحبيبات الصغيرة والبقايا العضوية من خلال عملية جيومورفولوجية تعرف باسم ملئ الفجوات cavity filling بمواد جيرية ومواد لاحمة حتى يحدث التماسك تماماً، وتكسب هذه العملية الصلابة للصخور الشاطئية، وقد تستغرق هذه العملية حتى يتم بناء الصخور الشاطئية مئات السنوات كما فى شكل (٤٧).

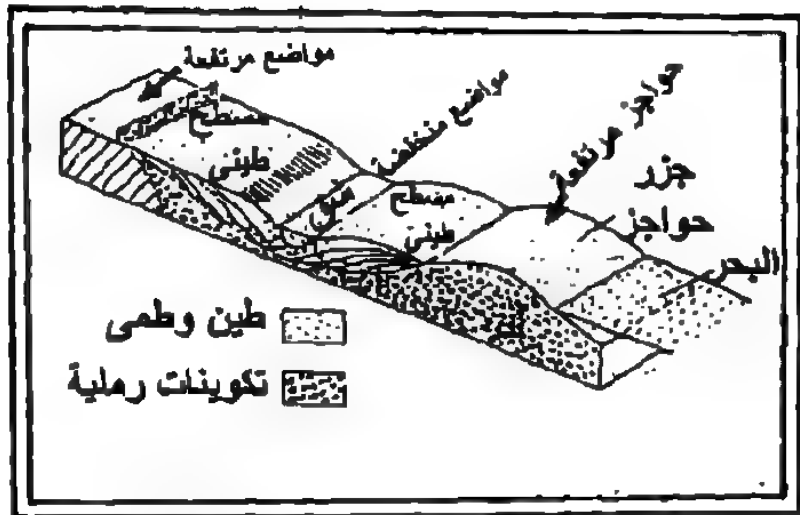
وتتوزع هذه الشواطئ الصخرية على سواحل البحار والمحيطات التى تقع فى العروض الحارة، حيث تتكون من مواد رسوبية شاطئية تماسكت بمواد جيرية لاحمة، وقد أزلت مياه الأمواج من فوقها معظم الرواسب التى كانت مائبة.

وتعتبر للسواحل المدارية اصلح البيئات البحرية لتكوين الشواطئ الصخرية حيث أن الرمال الجيرية تكون شائعة الوجود والمياه الباطنية تكون دفيئة وتكون المياه غنية بكاربونات الكالسيوم والتي تلعب دور المادة اللاحمة. ولذا ظهرت نظرية اصل نشأة هذه الشواطئ وهى أن المياه الباطنية تعمل على التماسك للرواسب وتتصلب وتردد سمكاً حتى تتكشف بفعل النمو الرأسى من أسفل إلى أعلى أو بعد نحت وتخفيض الشاطئ. ويؤثر فى تكوينها أيضاً قلة المد أو صغر مدى المد.



After: Russel, 1965.

أثر المياه الباطنية في تشكيل الشواطئ الصخرية ومراحل تكونها  
شكل (٤٧)



After: Pethick, 1984, p.156.

مظهر المسطحات الطينية ودور الحواجز في تكوينها  
شكل (٤٨)

وعلى ما يبدو أنها تتكون في معظم الحالات بالتعمق في رواسب الشاطئ، حيث تتصلب الرواسب، وبالتدرج يتم نحت للرواسب المحيطة بها، ويتغير شكل القطاع الشاطئ، فيظهر على السطح الصخر الشاطئ، ويتم تجويف المواضع الأخرى التي لم تتصلب. ويصل سمك الصخر الشاطئ ما بين بوصات قليلة وأكثر من ٣ أقدام (Russell et al., 1965, p.20)، وقد لاحظها المؤلف على أحد شواطئ الشروم في منطقة رأس محمد بين خليجي العقبة والسويس ووجد أن سمكها يتراوح بين ٢٠-٥٠ سم، شكل (٤٧).

وتتوزع هذه الظاهرة على سواحل البحر الأحمر وخليجته، وفي جنوب أفريقيا، وجزر فيجي وحول سواحل أستراليا حيث توجد بكثرة، وفي كل الجزر البحرية في نصف الكرة الجنوبي خاصة جزر سيشل.

وتوجد الشواطئ الصخرية على سواحل جزر اليابان ومنها جزر ريوكيو أيضاً حيث توجد على ارتفاع فيما بين ٣٥ سم و ٢,٤ متر فوق متوسط مستوى سطح البحر، وعلى الساحل الشرقي لخليج السويس توجد على ارتفاع ١-١,٥ متر، وعلى سواحل خليج العقبة شرقي سيناء توجد على ارتفاعات تبلغ ١,٥ - ١,٥ متر، وعلى شواطئ مناطق الشروم الواقعة بين رأس محمد ورأس نصراني توجد على ارتفاعات تصل إلى المترين، صورة (١٤).

#### (٧) مسطحات المد tide flat :

هي عبارة عن مسطحات لرسابية، توجد أمام مجموعة من السواحل المنتشرة حول قارلت العالم، وهي لا تنسم بالاتصال للمكانى بل توجد في هيئة مساحات صغيرة متناثرة ومتباعدة، وعادة توجد في مناطق ضحلة وقليلة العمق، وبطيئة الانحدار، وطاقة الأمواج بها ضعيفة.

ومن أمثلة هذه المسطحات تلك التي تكونت في منطقة دالراديان Dalradian الوسطى في أوجيل باسكتلندة. ومسطحات المد هي مساحات من الرمل أو الطين،

لا تغطيها المياه أثناء فترات المد المنخفض low tide، ولكنها غالباً ما تكون رطبة، ويبلغ سمك رواسب مثل هذه المسطحات ما بين ٥-٢٠ متراً، وتتكون رواسبها من الطمي والرمل الناعم.

ومن أمثلة هذه المسطحات تلك التي تكونت في منطقة دالرايان Dalradian الوسط في أجيل باسكتلدة.

#### (٨) السبخات الساحلية Coastal Marches :

هي من المظاهر الساحلية التي تنتج عن لرساب المياه البحرية للرواسب في المنطقة الساحلية بفعل للعوامل المختلفة، وتبدو في هيئة مستوية ومنخفضة، وتعرض لغمر مياه البحر بفعل تيار المد من حين لآخر.

ويحدث دائماً تبادل بين مياه البحر والسبخات المتصلة بالبحار، حيث تتدفق المياه من البحر إلى السبخة حاملة معها كميات من الرواسب يتم لرسابها فوق سطح السبخة، ويتم ذلك أثناء فترات المد العالي neap tide، وتعاود هذه المياه لراجعها مرة أخرى وتعود إلى البحر أثناء انخفاض مستوى المد، فتسحب معها المياه وهي عائدة كميات من الرواسب تعيدها إلى البحر مرة أخرى.

وإذا كانت كميات الرواسب الواردة إلى السبخة أقل من كميات الرواسب المنقولة مرة أخرى إلى البحر فإن ذلك يؤدي إلى تعرض قاع السبخة للتخفيض والنحت، بينما إذا كانت كمية الرواسب المنقولة إلى السبخة الساحلية أكبر من الرواسب المحمولة من قاع السبخة تجاه البحر تعرضت السبخة للارساب، ورفع القاع، وقد يعمل ذلك في النهاية على اختفائها وتحول إلى سهل ساحلي أمل لجفاف التربة.

ومن أمثلة الدراسات التي تمت على عملية للتوازن في تدفق الرواسب البحرية إلى السبخات الساحلية تلك التي أجريت على سبخات ساحل وسط الأطلنطي شرقي الولايات المتحدة ومعظمها تمت دراستها خلال الثمانينيات، والتي لجراها كل من ورد Word، وبون Boon, 1975، ورومان Roman, 1981، وجوردان Jordan et al., 1986، ووجد من خلال دراساتهم جميعاً أن الفارق بين

معدلات الرواسب الواردة إلى السبخات وبين المنقولة من السبخات إلى المحيط وصل في معظمها قيمة سالبة تتراوح بين -٠,١ كجم/م<sup>2</sup>/ السنة و -٢,٢ كجم/م<sup>2</sup>/ السنة، والقليل منها هو الذى سجل قيمة موجبة تتراوح بين ٣-١٢,٨ كجم/م<sup>2</sup>/ السنة (Stevenson et al., 1988, p.42)، معنى هذا أن معظم السبخات تتعرض لعمليات نحت، والقليل منها يتعرض لعمليات الإرساب.

ومعظم التركيب المعدنى لرواسب السبخات الساحلية هو من الجبس والكالسيت والفلسبار. ومن خلال تحليل المؤلف لعينتين من رواسب السبخات الساحلية فى منطقة سهل الطينة شمال غرب شبه جزيرة سيناء بالأشعة السينية X ray وجد أن معدنى الجبس والكالسيت هما السائدان بين مكونات العينة، حيث بلغت نسبة الجبس ٤١,٩%، ٣٢,٧% فيهما، ونسبة الكالسيت ٤٦,٧%، ٦٢,٨% فيهما على التوالى، والنسبة الباقية عبارة عن فلسبار.

وتتميز الملامح المورفولوجية للسبخات الساحلية بوجود مظهر المضلعات، والقشور الملحية، والشقوق التى تفصل بين مظهر المضلعات، وأن هذه المضلعات منها الصغيرة، ومنها الكبيرة جدا Mega polygons، وقد تكون رطبة أو جافة حسب فصول السنة، وحسب أحوال المد.

وقد حاول فرى وباسون Frey & Bason, 1978, pp.112-113 صياغة مراحل التطور التى تمر بها المستنقعات الساحلية coastal marches، وذكرها بأنها تمر بمراحل للتطور الآتية :

(أ) مرحلة الشباب : وفيها يكون المستنقع منخفضاً، وتكون به نباتات، وتنتشر به جزر صغيرة، وتوجد قنوات تصريف مياه المد tidal drainages، وتكون مواضع هذه القنوات ثابتة، ويحدث لرساب بمعدلات سريعة.

(ب) مرحلة النضج: يحدث نوع من التساوى المساحى بين الأجزاء المستنقعية التى تم لرساب كمية كبيرة من الرواسب بها وبين الأجزاء المستنقعية التى ما زالت تتميز بعمق لكبر تشغلها مياه، وتنتشر النباتات المحبة للملوحة بشكل أكبر،

ومعدلات الارساب فى هذه المرحلة تثل نسبياً وتكون بشكل مركز فى المواقع المنخفضة.

(ج) مرحلة للشيخوخة : وتتميز هذه المرحلة بأن لكبر من ٥٠% من المستنقع يكون قد دخل مرحلة للشيخوخة، والتي تتميز بنمو نباتات قصيرة، وتكون للقيمان متجانسة فى الارتفاع بسبب الرفع، وتعمل للرياح على إعادة توزيع للرواسب من الأجزاء العالية المكشوفة إلى المواقع الأكثر انخفاضاً والتي تغطيها المياه، ويصبح معدل الارساب البحرى بطيئاً جداً، ويصبح الاتصال بالبيئة الأرضية لكبر من البيئة البحرية.

ويقسم مونكههاوس Monkhouse 1971, p.142 للمستنقعات للمحية إلى عدة أنواع منها :

(١) السبخات للربطة wet وتكون مغطاة بقشرة ملحية، ولذلك فإنها تكون خالية من النباتات تقريباً بسبب شدة تركيز الأملاح.

(٢) السبخات للمحية للربطة التي يصابها نمو الأمثبات glasswort وأنواع نباتية أخرى، وأهم الأملاح المركزة بها هو الكلوريدات، وغالباً ما تكون كلوريد الصوديوم، والأملاح هنا تكون سطحية فى الغالب.

(٣) السبخات ذات الأكام Hummoky، وتوجد بها نباتات محبة للملوحة، وتكون الأملاح من نوع كلوريد الصوديوم وتحتوى أيضاً على أملاح الكالسيوم.

(٩) البرك للساحلية Coasta lagoons :

هى عبارة عن مياه بحرية، ذات أرض ضحلة للعمق، غالباً ما تأخذ اتجاهات موازياً لخط الضاحل، ويفصل فيما بينها وبين خط الساحل حاجز بحرى. وتتصل هذه للبرك بمياه البحر بمدخل أو أكثر inlet والتي تعرف فى مصر باسم البوغاز، وغالباً ما يتعرض للحاجز لقطع الأمواج له من حين لآخر، أو توغل مياه للبحر من فوق الحاجز لتملأ هذه للبرك بالمياه، أو تصل مياه البحر إلى البرك عن

طريق التسرب. ويلاحظ أن عمق هذه البرك ليس كبيراً، حيث يتراوح ما بين المتر وثلاثة أمتار.

وقد قسم كبحيرف وماجيل ١٩٨٦ لبرك الساحلية إلى ثلاثة أنواع جيومورفولوجية طبقاً لعملية تبادل المياه مع مياه البحر، وبالتالي حجم للتبادل الكلى للمياه وهى:

(١) البرك ذات العنق cheked lagoons وتكون مختقة ويتوقف نموها وتطورها، وقد تكون مسدودة، وتكون مرتبطة بالمسطح البحرى بعنق صغير، وتذبذب المياه فيها يقل عن ١% وتوجد فى مناطق ذات الطاقة العالية فى عملية الجرف الساحلى وتتميز بالثبات لفترة طويلة.

(٢) البرك المقيدة restricted lagoons وتكون محصورة.

(٣) البرك المنفذة للمياه leaky lagoons وتتسرب إليها المياه.

(١٠) مسطحات الشعاب المرجانية coral reefs :

هى أشكال وملاحق بنائية، نتجت عن ارساب حيوان المرجان وتكوينه وبناءه للصخور الجيرية ذات الأصل الاحيائى، ولذا تعتبر من أشكال الارساب البحرى.

وتتطلب عملية بناء حيوان المرجان لمثل هذه الصخور ضوابطاً بيئية بحرية منها ارتفاع درجة حرارة المياه، حيث يعيش حيوان المرجان فى مياه حرارتها بين ٢٥° - ٢٩° مئوية ولذلك فإن أنسب البيئات هى البيئة الحارة التى ترتفع فيها حرارة المياه. كما تتطلب أعماقاً قليلة حيث تكون فعالية أشعة الشمس فى رفع درجة حرارة المياه كبيرة، ولذا فإنها تبنى مسطحاتها المرجانية على أعماق لا تزيد عن ١٦٥ متراً، وإن كانت الغالبية العظمى من حيوانات المرجان تبنى مسطحاتها حتى عمق ١٠-٢٥ متراً (Chorley et al., 1984, p.404) ولهذا فإن هذه المسطحات الرسوبية تميز السواحل المدارية فى بحارها وخلجانها ومحيطاتها، وتكون صفور هذه المسطحات من الحجر الجيرى، خاصة وأن حيوان المرجان يتطلب ملوحة عالية لمياه البحار تبلغ نسبتها ٣٠% - ٤٠%.



### أشكال بناءات المرجان ومراحل تطورها

#### شكل (٤٩)

ويعمل حيوان المرجان على بناء مسطحات مرجانية أمام السواحل ومتصلة ومرتبطة بها، ويعرف المسطح المرجاني في هذه الحالة بالمرجان الهامشي fringing reefs كما هو واضح في شكل (٤٩) حيث يبدو المرجان متصلاً بسفح الجزيرة. وقد تتعرض الجزيرة لهبوط خفيف بفعل العمليات الباطنية وبمعدلات أعلى يزيد عن سرعة بناء حيوان المرجان لمسطحاته، ويؤدي ذلك إلى غرق جزء كبير من المسطحات المرجانية بينما توجد أجزاء مرجانية في هيئة محيطية بالجزيرة وبعميقة عنها بحيث يفصلها عن الجزيرة برك وبحيرات lagoons، ويعرف بالمرجان المعزول والمرتفع فوق المسطح في هذه الحالة بالحواجز المرجانية barrier reefs. لما إذا استمرت عمليات هبوط الجزيرة حتى تختفي، ويصارع المرجان في بناء مسطحاته حتى تظل فوق سطح البحر، فإنه لا يتبقى إلا صخور المرجان في هيئة دائرية، وهنا يعرف بالأطراف المرجانية atolls reefs أو المرجان الحلقي Atolls.



## الفصل السابع

العمليات والأشكال الصحراوية

(فعل الرياح)



## العمليات والأشكال الصحراوية (فعل الرياح)

تقوم الرياح بالتعرية الصحراوية في المناطق الجافة بالعالم، وتشتمل الرياح في عملية النحت إذا زادت سرعة للرياح خاصة بالارتفاع النسبي عن سطح الأرض، فتتدفق الرمال فوق لسطح الحصى والجلاميد وتبدأ في ممارسة نشاطها في عملية للنحت. وتعمل الرياح على تحريك هذه الرمال والتي تصبم بالأحجار وبالسطح أثناء تحركها، وينتج عن ذلك احتكاك الرمال بالسطح مما يؤدي إلى حدوث للنحت من جراء تكرار هذه العملية.

### النحت بالرياح :

تعمل للرياح أثناء حركتها على برى الصخور والحصى والجلاميد على ارتفاع ٢-٣ بوصة من سطح الأرض وتعرف هذه العملية بعملية البرى abrasion والتي تتوقف على سرعة الرياح وصلابة الصخر، وينتج عن ذلك لشكل تحت سواء الأوجه المصقولة لكل حبيبة على حدة أو الأرضة الصحراوية كمظهر عام للسطح الصحراوي. كما تحمل الرياح للرواسب الناعمة وتترك للرواسب الأكبر والأخشن، وتسمى هذه بعملية للتزيرة deflation.

ويؤثر على عامل للنحت في الصحاري بواسطة للرياح عدة عوامل منها :

- خصائص الهواء : وتشمل سرعة للرياح، واضطراب الهواء، وكثافة الهواء والتي تتأثر أساساً بدرجات الحرارة، وأحوال للضغط ورطوبة الهواء، كما تتأثر أيضاً عمليات للنحت بدرجة للزوجة.
- خصائص للسطح : وذلك من حيث درجة خشونة السطح، ونوع للغطاء النباتي إذا كان موجوداً، ومدى سلامة السطح أو وجود عبات، ودرجة حرارة للسطح، وللملاح للطبوغرافية ما بين الارتفاع والانخفاض أو الاستواء.
- خصائص للتربة soil وهي أساساً للرواسب المفككة للمعدة للنقل، حيث تؤثر

على نقل الرياح سواء من حيث تركيبها الميكانيكى أو وجود المولد العضوية بها، ومحتوى التربة من الرطوبة.

### النقل :

تبلغ المساحة التى تغطيها الرمال المنقولة على سطح الكرة الأرضية نحو ٢٥% - ٣٥% من سطح الأرض، منها ٢% فى أمريكا الشمالية، ١١% فى الصحراء الكبرى، ويوجد منها نحو ٥٠% فى الصحراء العربية جنوب غرب آسيا من إجمالى المساحة الكلية للصحارى. وتغطى الصحراء إما بالرمال المنقولة، أو بالصخور المفككة نتيجة للتجوية التى تتم بالصحراء.

وتتمط عملية نقل الرياح للرواسب فى شكل عالق فى حالات وجود كمية كبيرة من الأتربة والغبار، خاصة فى حالة ميادة الجفاف. وتوجد عدة مصادر للأتربة منها انفجار البراكين، وتدفق اللافا والتى يصاحبها الرماد البركانى الذى تحمله الرياح لعدة أيام ويتم إرسابه فى مناطق بعيدة. مثال ذلك للرماد البركانى الناتج عن انفجار بركان فيزوف بهبط الرماد البركانى للمنفع منه فى القسطنطينية فى تركيا، ويسقط الرماد البركانى للمنفع من براكين جزيرة أيسلندا فى شبه جزيرة إسكنديناوة. كما تعمل الرياح على حمل للرواسب الناعمة من الجبال ومن المناطق للجافة، وتتخلل مع تركيب الدخان، وتحملها للرياح لمسافة بعيدة وتعود إلى الأرض لو إلى البحر مرة أخرى عن طريق تكاثف بخار الماء ومقوط الأمطار. وقد قدر أنه فى أحد للعواصف الترفية سقط فوق الأراضى الإيطالية فى بعض المناطق كمية من الأتربة بلغ سمكها بوصة واحدة (Tarr, 1927, p.58). ويذكر أن للعاصفة الواحدة التى تهب فى الصحراء فى الميل المكعب الواحد فى الهواء بحمل معها الهواء ١٢٦٠٠٠ طن من للرواسب المعدنية المفككة على سطح الأرض (Ibid, p.70).

## جدول (١٦)

### العلاقة بين سرعة الرياح والارتفاع

الارتفاع عن السطح بالمليمتر	سرعة الرياح سم / الثانية
٠,١	١٠٤
١,٢	٢٢٢
١,٨	٣٠٤

After: Chepil, 1982, p. 310.

ويلاحظ أنه إذا كان الاختلاف الكلى فى أحوال الضغط بين الأسطح العليا والأسطح السفلى أكبر من قوة الجاذبية التى تعمل على هبوط الحبيبات إلى أسفل، فإن الحبيبات سوف ترتفع باتجاه رأسى إلى أعلى. ويلاحظ من جدول (١٧) أن سرعة الرياح تزيد بالارتفاع عن السطح للملامس لعمليات جرف وقفز الحبيبات بفعل حركة الرياح، وبالتالي تزداد قدرتها على تحريك الحبيبات، وحدثت حركة القفز. كما لوحظ أيضاً من شكل (٥٠) أنه إذا زاد ارتفاع الحبيبات أثناء حركتها بالقفز إلى أعلى فإنها تقطع مسافة أفقية على السطح أطول. فإذا بلغ ارتفاع الحبيبة ٢٥ بوصة (٦٢,٥سم) فإنها تكون قد قطعت مسافة أفقية تبلغ نحو نصف متر (٥٠سم)، وإذا زاد ارتفاعها إلى أعلى بمقدار ٣٥ بوصة (٨٧,٥سم) فإنها بذلك تكون قد قطعت مسافة على السطح الأفقى طولها ٣٤ بوصة (٨٥سم). فكان القفز إلى أعلى هى طريقة لنقل الحبيبات فى اتجاه منصرف الرياح، ولمسافة تتكافئ مع سرعة الرياح.

## جدول (١٧)

### أثر الرياح فى نقل الرمال

سرعة الرياح متر / ثانية	حركة الرمال على الكثبان فقط	تساقط الرياح إلى وفوق الكثبان	الوصف الرملية
	١٠-٥,٨	١٣,٥-١٠	١٥,٧-١٢,٥
حركة الرمال طن / السنة	٨,٧ × (١٠) '١	٣٢ × (١٠) '١	١٢ × (١٠) '١

Wolman & Miller (1982), p. 23.

## الرياح كعامل نقل

تبلغ سرعة الرياح على سطح الصحراء ما بين ٢٤-٣٢ كم/الساعة، ومن خلال ملاحظات توينهوفل (Twenhofel, 1932) في الصحراء الليبية فإن الرواسب تبدأ في الحركة تحت تأثير حركة الرياح إذا بلغت سرعتها ٢١ كم/الساعة . كما أنه يمكن للرياح أيضاً تحريك الكتل الصخرية إذا كانت الرياح قوية. فرياح الترينيدو التي تبلغ سرعتها ٨٠-٩٦ كم/الساعة تستطيع أن تحرك الزلط بحجم  $\frac{2}{3}$  بوصة وحاد الزلوييا في مناطق السفوح المنخفضة في أركنساس (Garner, 1974, p.350) وبشكل عام فإنه بزيادة سرعة الرياح تزداد قدرتها على تحريك الرواسب ودفعها أمامها والقيام بدور عامل النقل للرواسب المفككة التي يتم تجويتها. ويلاحظ من جدول (١٨) أنه كلما زادت سرعة الرياح تزداد قدرتها على تحريك رواسب ذات أحجام أكبر، حيث أنه بزيادة سرعة الرياح من ٤,٥ % كم/الساعة إلى ١٣ كم/الساعة تزداد قدرتها على تحريك رواسب الحصى الناعم جداً بدلاً من الرمل.

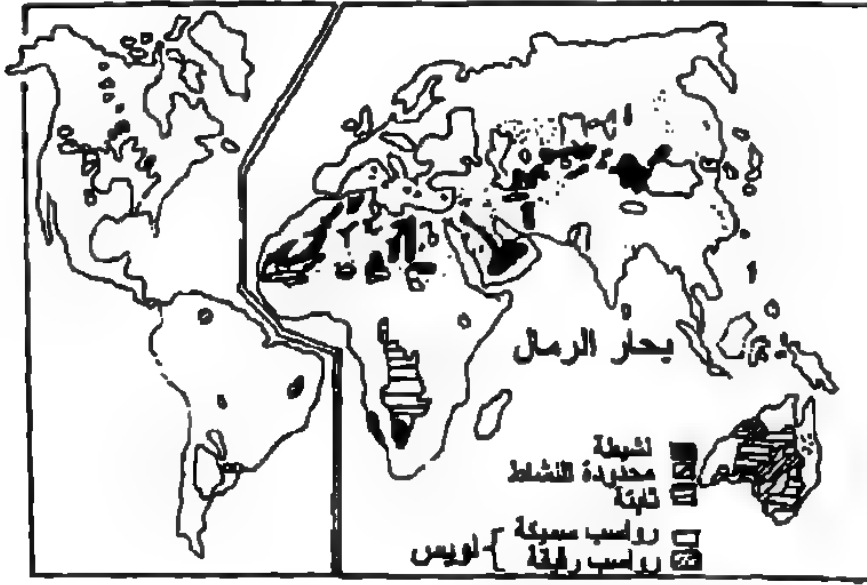
### جدول (١٨)

العلاقة بين سرعة الرياح وحجم الرواسب المنقولة في الصحاري

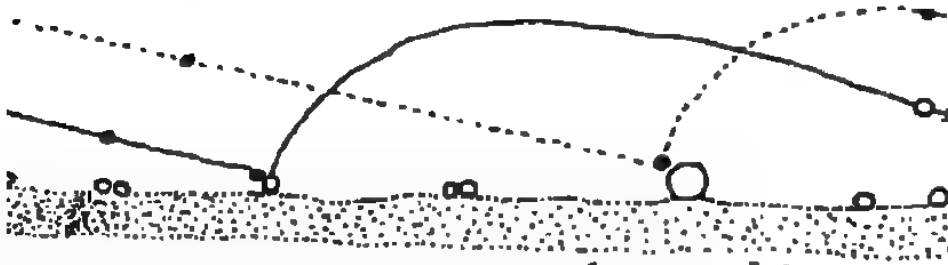
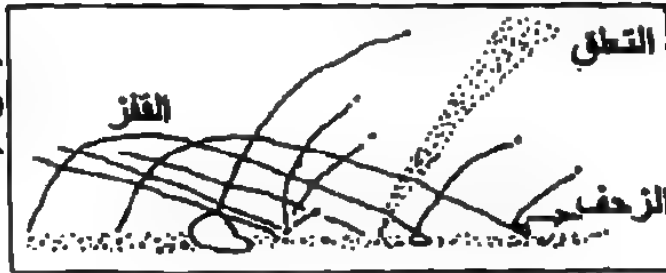
سرعة الرياح متر /ثانية	أكبر حجم للرواسب للمحركة بالمليمتر	نوع الرواسب
٤,٥-٦,٧	٠,٢٥	رمل متوسط الحجم
٦,٧-٨,٤	٠,٥٠	رمل خشن
٨,٤-٩,٨	٠,٧٥	رمل خشن
٩,٨-١١,٤	١,٠٠	رمل خشن جداً
١١,٤-١٣	١,٥٠	حصى ناعم جداً

ونوع الرواسب من إضافة المؤلف (Garner, 1974, p.350, & After Twenhofel, 1932)

## توزيع ملامح الإرساب الهوائية في العالم



حركة الرمال  
وطرق نقلها  
حسب باجنول  
١٩٥٤



كيفية إتمام حركة القفل للحبيبات بين تقدم وتراجع

طرق نقل الرياح للحبيبات، وبحار الرمال في العالم

شكل (٥٠)

## طرق نقل الرواسب:

تتقل للرياح الرواسب الرملية بعدة طرق. فقد لاحظ أودين Udden عام ١٨٩٤ وجاء من بعده باجنولد حركة حبيبات رمال الكوارتز التي يبلغ حجمها ما بين ٠.٥-١ ملليمتر ووجد أنه لا يمكن لها أن تتحرك محمولة في الهواء وإذا فإنها تتحرك بطريقة الدحرجة rolling والانزلاق على سطح الأرض، وأطلق باجنولد على هذه الحركة اسم للزحف على السطح surface creep. كما أن الحبيبات الأكبر من ١ ملليمتر يصعب أن تتحرك بالرياح العادية التي تقوم بعمليات النحت (Chepil, 1982, p.109).

لما نقل الرواسب بطريقة القفز salutation فيحدث فيها أن ترتفع الحبيبات إلى أعلى عن طريق القفز راسياً على سطح أملس بعد حركة دوران لها لمسافة قصيرة طولها نحو ٢ سم. ويحتمل أن السبب في حدوث الارتفاع للرأسي للحبيبات هو اصطدامها المباشر فوق هيئة سطح صغيرة غير منتظمة للسطح. ومن الوجهة النظرية نجد أن للزاوية التي سوف تأخذها الحبيبة أثناء حركتها سوف rebound من سطح أفقي أملس، وسوف تصل الدرجة الدنيا ٦-١٢° درجة. والدرجة العليا كانت تتراوح بين ٧٥-٩٠ درجة في معظم الحالات، وهذا يشير إلى أن الارتفاع إلى أعلى الذي تأخذه الحبيبات يرجع إلى بعض القوة أكثر من قوة اصطدام الحبيبات على السطح (Chepil, 1982, p. 309).

وتؤثر أحجام الرواسب المنقولة على الطريقة التي يتم بها نقل الحبيبات. فالحبيبات الأكبر حجماً لا تستطيع الرياح حملها، ولذلك فهي تنقل إما بطريقة الجر أو الزحف على السطح، أو بطريقة القفز. أما إذا كانت الحبيبات دقيقة وناعمة فإنها تنقل في وسط هوائي بشكل عالق في الهواء معظم الوقت، ويمكن ملاحظة ذلك أثناء العواصف الترابية. فأحجام الرواسب الأكبر من ٠.١ من الملليمتر لا بد أن يحملها الهواء في صورة عالقة Suspension.



## جدول (١٩)

اختلاف أنواع حركة الحبيبات بلعل الرياح باختلاف أحجام الرواسب

نوع الحركة ونسبتها			نوع راسب التربة
للفلز %	للتعلق %	للزحف السطحي %	
٧١,٩	٢,٢	٢٤,٩	طين Clay
٥٤,٥	٣٨,١	٧,٤	غرين loam
٥٤,٧	٣٢,٦	١٢,٧	غرين رملي ناعم
٦٧,٧	١٦,٦	١٥,٧	رمال كثبان ناعمة

After Chepil, 1982, p.317

ومن دراسة شيبيل Chepil, 1982 يتضح أن نوع حركة للرواسب تحكم الطريقة التي تنقل بها. فمن جدول (١٩) يتضح أن : حركة للرواسب بطريقة الزحف creep تتراوح بين ٧-٢٥% من حجم الرواسب المنقولة. أما للرواسب المنقولة بطريقة القفز فهي أكبر نسبة في كل الأنواع، وإن كانت تزيد للنسبة المنقولة بالقفز في الرواسب الطينية لصغر حجمها وتجانس حبيباتها نسبياً، وتشبهها رمال الكثبان حيث أنها متجانسة ومفككة بدرجة واضحة. أما للرواسب المنقولة بطريقة التعلق مع الرياح فهي أقل نسبة، حيث أن معظم الرواسب تهبط مرة ثانية بحكم الجاذبية الأرضية. كما أن الرمال الناعمة والطين هما أقل نسبة من الرواسب عالقة في الهواء، بينما أكبرها في النسبة هو الغرين Loam نظراً لصغر حجم الحبيبات.

### إرساب الرياح :

تتمارس الرياح نشاطها في عمليات الإرساب بشكل لا يقل أهمية عن دورها في عملية نحت الصحارى. وتبدأ الرياح في الإرساب حينما يتحول السطح إلى مظهر مستوى وتقل سرعة الرياح، أو قد تكون طرأت تغيرات على السطح، ولذا

فإن سرعة الحبيبات نقل وتحين الفرصة لارساب الحبيبات التى تحملها الرياح، وتتوقف عملية القفز التى تنتقل بها الحبيبات، كما تتوقف أيضاً حركة الحبيبات على السطح عن طريق الزحف، وتبدأ تجمعات الرمال فى شكل تلال وكومات رملية mounds لو أى تجمع رملى آخر، سواء فى شكل كثبان رملية بأنواعها المختلفة، أو فرشات رملية مسطحة، أو حافات رملية.

ويحدث الارساب فى الصحراء إذا تحول العامل الناقل للرواسب من حالة الحركة إلى التوقف والسكون، وهنا تتحول الحمولة المنقولة عالقة أو مجرورة على السطح إلى حالة لرساب، سواء كان هذا العامل هو الرياح أو مياه السيول القليلة السريعة الجريان فى المناطق الصحراوية.

فالرياح تتحول من حالة للنحت والنقل إلى حالة الإرساب إذا توقفت سرعة الرياح، سواء بسبب وجود عائق طبيعى مثل التلال والحافات الصخرية أو نبات طبيعى أو وجود منخفض صحراوى، أو بسبب وجود عائق صناعى بشرى مثل الزراعة أو العمران أو الطرق الصحراوية، وتبدأ الرياح لثناء عملية الارساب - مع خصائص العائق - فى تشكيل للرواسب بهيئة تعطى ملمحاً مورفولوجياً صحراوياً، سواء سهول أو كثبان أو تربة اللويس أو غيرها.

أما الجريان السيلى فى المناطق الصحراوية فيعمل على نقل الرواسب الناعمة من أعلى إلى أسفل، وتتوقف للمياه عن الجريان إذا وصلت إلى السطح الصحراوى المسطح أو إلى قاع أحد المنخفضات أو الأحواض الصحراوية، وهنا يحدث الإرساب وتتكون المراوح للفيضية، والبهادا، وما يرتبط بهما من أشكال البلايا.

### دورة التعرية الصحراوية :

يمر سطح الصحراء بمراحل تطورية ناتجة عن عمليات التجوية والنحت

والإرساب في الصحارى، وكل مرحلة تتميز بمجموعة من الخصائص، وتتمثل هذه المراحل في :

### مرحلة الشباب:

من المعروف أن عملية التجوية تعود في الصحارى بشكل واضح نظراً لسيادة الجاف، وأن للتجوية الميكانيكية لها السيادة في مثل هذه المناطق، وتعمل التجوية في الصحارى على إعداد الصخر بكميات كبيرة نتيجة وجود عوامل التآكل والنقل والتي تتمثل أساساً في الرياح التي تكون لها السيادة بين العوامل الجيومورفولوجية في هذه البيئة.

وفي المناطق الصحراوية نجد أن دورة التعرية الصحراوية تبدأ في ممارسة نشاطها في التضاريس التي تكون في أقصى ارتفاع لها في مرحلة الشباب .

وتبدأ المرحلة الأولى وهي مرحلة الشباب، حيث تكون التجوية قد بدأت في ممارسة نشاطها وحيث تساعد الظروف المناخية المميزة للصحارى على حدوث عمليات التجوية الميكانيكية، ويحدث تجمع للمواد المفككة. وتنقل الرواسب المفككة للناعمة، وتتحد كثير من المواد الخشنة من المواضع المرتفعة إلى المواضع المنخفضة بفعل السيول.

وفي مناطق نحت الأخاديد في المناطق الأكثر رطوبة يلاحظ أن قمم الجبال والمناطق المرتفعة يتم تقليل ارتفاعاتها تدريجياً بفعل التجوية. وعلى المقياس الأكبر فإن مناطق الأحواض ترتفع قيعانها تدريجياً عن طريقلقاء الرواسب فيها والتي تملؤها تدريجياً ويتم ردم الأحواض الصغيرة جداً بشكل مؤقت وتتكثف إليها المياه.

## مرحلة النضج

تستمر عملية نحت وتخفيض الأجزاء المرتفعة، والنقل والارساب إلى المواضع المنخفضة، وتملأ الأحواض، وتخفيض القمم بفعل التجوية والنحت وغسل هذه الرواسب، وترتفع قيعان المناطق المنخفضة وتكون قد وصلت إلى منتصف مرحلة النضج في الدورة الصحراوية، ويسود فيها نشاط العمليات الفيزيائية أو المجارى المائية التي تجرى فترة من السنة أو كل بضعة سنوات، وهي مجارى قصيرة، وتعمل هذه المجارى على تكوين المراوح الفيزيائية، وتجميع المرواح تنشأ البهلا *bajada*، ويبدأ تكوين الأرصفة الصحراوية فوق أسطح المرواح.

وفي مرحلة النضج تظهر بعض الملامح الجيومورفولوجية مثل المنخفضات والتلال والحافات، والأحواض من نوع البولسون.

### مرحلة الشيخوخة :

وفيها تتم إزالة معظم الأجزاء المرتفعة وتتخلف بعض المواضع بحيث تشكل تلالاً معزولة أو أشكال نحت مثل الموائد الصحراوية، وعيش الغراب، وتعديل سهول البولسون، ويصل السطح إلى مرحلة الاستواء أو شبه الاستواء.

ومن أمثلة هذه السهول، قاع منخفض للفرافرة الذي وصل إلى الشيخوخة نتيجة إزالة معظم معالم السطح من فوق قاع للمنخفض، ووجود بعض التلال المعزولة المتخلفة عن النحت والتي تنتشر في قاع المنخفض. ويشبهه أيضاً سهل عطمور الكبيش الذي يشغل الركن الجنوبي الغربي لمنخفض الخارجة والركن الغربي لمنخفض توشكى، وهو شبه سهل، مقطع نسبياً إلى عدة أماكن خاصة في شماله وفي جنوبه بسبب وجود بعض الطفوح البركانية، والسطح غالباً مستوياً، وبارتفاع ٢٤٠ متراً فوق البحر.

## أشكال النحت الهوائى

(١) الـياردانج yardang :

تمثل الـياردانج شكلاً جيومورفولوجياً كلاسيكياً من الأشكال الجيومورفولوجية الصحارى، وهو من الأشكال الناتجة عن النحت الهوائى بدرجة أساسية. وأول من تعرف عليها ووصفها وصفاً جيومورفولوجياً هو سفن هيدن Hedin عام ١٩٠٥ فى وسط آسيا فى غربى الصين خاصة، وأطلق عليها اسم الـياردانج، وتبعه جوتير Gautier عام ١٩٣٥. وهى تعرف بمصيحات أخرى مثل تل أبو الهول Sphinx Hill، كما فى شكل (٥١).

والـياردانج عبارة عن تلال hillocks أخذت أشكالاً تشبه خطوط للمجارى، حيث حفرت للرياح هذه الخطوط مكونة بذلك مظهر الـياردانج وهى تأخذ الهيئة المستطيلة متأثرة بالاتجاه العام للرياح وقد أطلق عليها فى بعض الصحارى العربية اسم الخرافيش (Grolier et al., 1980, p.86).

وتختلف الـياردانج فى الصحارى عن الجزر الجبلية فى أن لها امتداد أكبر من الجزر الجبلية، ويبلغ طولها نحو ٣ أمثال العرض على الأقل أو يزيد، بينما للجزر الجبلية غير منتظمة الشكل، وقد تتساوى فيها الأبعاد. ويضاف إلى ذلك أن للجزر الجبلية مكونة من صخور أشد مقاومة، ولكن صخور الـياردانج قد تكون أقل مقاومة حيث قد تتحت فى صخور الحجر الطينى فى الصحارى وهو صخر أقل مقاومة. وتوجد بعض أشكال الـياردانج قد تم نحتها فى صخور الحجر الرملى للنوبي وفى صخور الحجر الجيرى فى منخفضى الخارجة والدلتة، وفى بعض المواضع فى منخفض الصحراء أيضاً.

وقد وجدت كثير من أشكال الـياردانج فى السنوات الأخيرة والتي تم تشكيلها فى الصخور الجيرية المتبلورة، وفى الحجر الرملى، وفى الطفل، وفى الصخور



ملاح اليردائج وعناصرها  
شكل (٥١)

الجرفانية أيضاً في مصر بالصحراء الغربية التي تعتبر متحفاً طبيعياً لظاهرة  
لياردانج في العالم (Breed et al., 1997, p. 454).

ومن أمثلة لياردانج تلك التي لحتت في رواسب لينة ما وصفه هيدن من  
أشكال لياردانج التي درسها في شمال غرب الصين، وحول بحيرة روجرز في  
الولايات المتحدة حيث وصف وورد A.W. Ward, 1984 لياردانج التي تطورت في  
الرواسب البحرية، وتلك التي درسها نيبيل لمبلي في منخفض الخارجة باسم  
الكنوفت، والدراسة التي أجراها المؤلف في منخفض الخارجة أيضاً في بعض  
مواقع البلياء في الواحات الخارجة.

وتتوزع لياردانج في الصحراء الغربية في مصر فيما بين أسبوط والخارجة  
على الهضبة الجيرية، وفوق قاع منخفض الخارجة نفسه مرتبطة في ذلك  
بالرواسب البحرية والسيخات القديمة والبلياء مثلما الحال عند جبل الغنايم وفي  
منطقة سهل باريس، وشرقي قرية بولاق، وتوجد في واحات صحراء غرب وشمال  
غرب السودان، وفي منطقة العوينات وتوشكي.

وتوجد كثير من ملامح لياردانج في شبه الجزيرة العربية، وفي المملكة  
العربية السعودية على وجه الخصوص، والتي تكونت في صخور أركية عند منطقة  
تلاقى الدرع العربي مع الصخور الرسوبية في منطقة حائل وسط نجد، كما توجد  
لياردانج التي تكونت في الصخور الرملية والجيرية في منطقة تيماء شمال غرب  
المملكة العربية السعودية والتي سجلها المؤلف هناك على جانبي الطريق.

لما لياردانج على ساحل بيرو فقد نشأت نشأة كاملة بفعل الرياح، ولم تظهر  
بها أية آثار لفعل المياه الجارية في نحت هذا المظهر، ولأن الرواسب قد تآثرت  
بالتجوية الميكانيكية بفعل الرمال القافزة وتوسيع نطاقات الضعف بلياردانج والعمل  
على نحتها (McCauley, 1973, p.4134).

ومن أن الرياح هي المسئولة عن تشكيل كل من الكثبان الرملية والباردانج إلا أنه هناك فروق. وقد تبدو الباردانج أشبه بهيئة الكثبان الرملية في مظهرها العام، وهنا يجب أن نفرق بين المظهرين في الصحراء. فالباردانج تمثل شكلاً من أشكال النحت للصحراوي بينما الكثبان هي إحدى أشكال الإرساب. والفارق الثاني هو أن أعلى قمة في الباردانج تكون في الجهة التي تهب منها الرياح في الغالب، بينما أعلى موضع على الكثبان غالباً ما يكون أقرب إلى اتجاه منصرف الرياح. أبعادها :

يبلغ طول الباردانج عشرات الأمتار، وهي تتراوح ما بين المتر للواحد والكيلو متر، وقد وجد أن أطول باردانج في العالم توجد في الجزائر في هضبة تبستي. ولا يزيد عرض أو اتساع الباردانج عن الأمتار القليل. وتتراوح ارتفاعات الباردانج في قاع منخفض الخارجة بين ٤-٥ أمتار. عوامل النشأة :

تؤثر في نشأة الباردانج عدة عوامل منها نوع الصخر، حيث يؤثر في سرعة تشكيلها، فإذا كانت الصخور جرانيتية أو صخور لركية عامة فإنها تستغرق فترة طويلة بينما إذا كانت صخوراً طينية أو طفلية فإنها تتشكل بسرعة نتيجة استجابة الأخيرة للنحت بالرياح أسرع من الأولى، صورة (١٧، ١٨).

وتلعب الظروف المناخية دوراً رئيسياً في نشأة الباردانج، حيث تتطلب مناخاً جافاً وشبه جاف، قليل أو نادر المطر، وتلك الندرة تعمل على قلة أو اختفاء للنبات الطبيعي مما يساعد الرياح على النحت والتشكيل. لما من حيث ظروف وخصائص الرياح فتتطلب الباردانج اتجاهات عاماً للرياح يسمح بتشكيل مقامة الباردانج ونيل الباردانج، وإن تنسم الرياح بسرعة تسمح لها بحمل الرمال التي تستخدمها في نحت وتشكيل الصخر، وغالباً ما يكون هناك توافقاً بين محصلة الرياح والاتجاهات العامة لمحاور الباردانج.





(١٧) نموذج للياردانج المكونة في مخور جيرية في منطقة العكرشة  
بمنطقة الحمادة، غرب جبل طويق بالمملكة العربية السعودية



(١٨) نموذج للياردانج المكون في رواسب الهلالي الطينية في منخفض  
نوشكى قرب بلر نفل جنوب غرب الصحراء الغربية في مصر

ويؤثر العامل الطبوغرافى أيضاً فى تكوين اليردائج، حيث تتطلب سطحاً مستوياً، ويكون السطح مفتوحاً أمام للرياح، سواء كان هذا السطح هضبياً كما فى هضبة تبستى وكراكورم، وهضبة إيرلان وهضبة صحراء شرق الخارجية بين لسيوط والخارجة، أو قيعان منخفضة كبرى مثل الفرافرة والداخلية والخارجة حيث أنها شبه مستوية ومستوية بشكل يسمح بتكوين اليردائج.

وتتعرض اليردائج لبعض العمليات الجيومورفولوجية منها التجوية الميكانيكية نتيجة ارتفاع الحرارة فى هذه البيئات الصحراوية مع شدة الجفاف مما يعمل على إعداد المفتتات لتقلها الرياح. ولذلك كثيراً ما توجد الشقوق على أسطح اليردائج بمختلف أنواعها الصخرية. وتتعرض اليردائج أيضاً لعملية البرى بفعل الرياح، وتذرية الرواسب المفككة، وتحدث على السطح وعلى جوانبها، وكثيراً ما تتعرض اليردائج التى تكونت فى رواسب الحجر الطينى اللينة لعمليات تهدل فى مقدمة اليردائج وعلى جوانبها بسبب النحت الجانبى والتقويض من أسفل وضعف تماسك الصخور الطينية فى أعلاها.

### مراحل التطور :

تتعرض لشكل اليردائج شأنها شأن أية ظاهرة جيومورفولوجية أخرى لمراحل تطورية. وحيث أنها تمثل شكلاً متخفاً عن النحت، وبحجم وأبعاد محدودة، لذا فإن تطورها سوف تتجه نحو صغر الأبعاد والمساحة. وفى مرحلة الشباب تكون اليردائج أكثر ارتفاعاً وأكبر طولاً وأكبر فى عرضها، وباستمرار النحت تنتقل اليردائج إلى مرحلة النضج، حيث يقل حجمها ويصل إلى خمس مقدار الحجم فى مرحلة الشباب وذلك بسبب التفيض والنحت الجانبى لها (التركمانى، ١٩٩٨، ص ١٤٠). أما فى مرحلة الشيخوخة فتصل عملية النحت وتقويض الشكل إلى أكبر حد ممكن، ويتراوح فيها حجم اليردائج ما بين ١ و ١٠ من مقدار حجمها فى

مرحلة التضج، وتقترب من مستوى سطح الأرض، وقد تتحول إلى أجزاء منفصلة ومتباعدة وتصبح مجرد أجزاء صغيرة على السطح وتتلأشى.

### البولسون Bolson :

هى عبارة عن حوض صغير وسط الصحراء ويكون للتصريف إليه من نوع النمط المركزى، ويتميز مظهر السطح على جوانبه بالاتحدلات الخفيفة نحو أخفض موضع بالحوض، ولهذا فإن مفهوم البولسون بأنه الحوض الذى يغطى قاعة الرواسب الفيضبة (Engeln, 1942, p.413).

وقد تنشأ ظاهرة البولسون نشأة بنائية أولاً، حيث تنتج عملية ملئ للطبقات الصخرية، وتتولى عمليات التجوية والنحت عملية إزالة الجزء العلوى من الطبقة، وتحويل أجزائها المرتفعة إلى مواضع أخفض بسبب النحت، فتتألف الأحواض وتتكون ظاهرة البولسون، ومن أمثلة ذلك تلك التى تكونت فى منطقة شمال وشمال غرب منطقة توشكى، خاصة حول بئر مر (التركمانى، ١٩٩٩، ص ٢٢).

والبولسون عادة ما يكون طولها نحو ٣ كيلو مترات، والعرض أقل من الكيلو متر الواحد، وفارق للعمق بين لارتفاع الجوانب وقاع البولسون يبلغ نحو ٢٠ - ٢٥ متراً (Geofizika, 1963, p. 40).

### حفر التثرية deflation hollows :

هى عبارة عن حفر تقوم الرياح بتشكيلها ونحتها فى مواضع مغطاه برواسب رملية مفككة. وتستغرق الرياح فى حفر مثل هذه الأشكال نحو الشهر الواحد، خاصة فى مناطق الكثبان المثبتة بالنبات الطبيعى، حيث أنه حينما يموت النبات فإن للرياح تمارس نشاطها فى للنحت إلى مواضع أسفل جذور النباتات الميتة. وتستمر الرياح فى نحت هذه الحفر حتى تصل إلى مستوى المياه، وتتوقف عند هذا الحد، لأن الرمال للرطوبة يصعب على الرياح حملها أو تحريكها ولزالتها

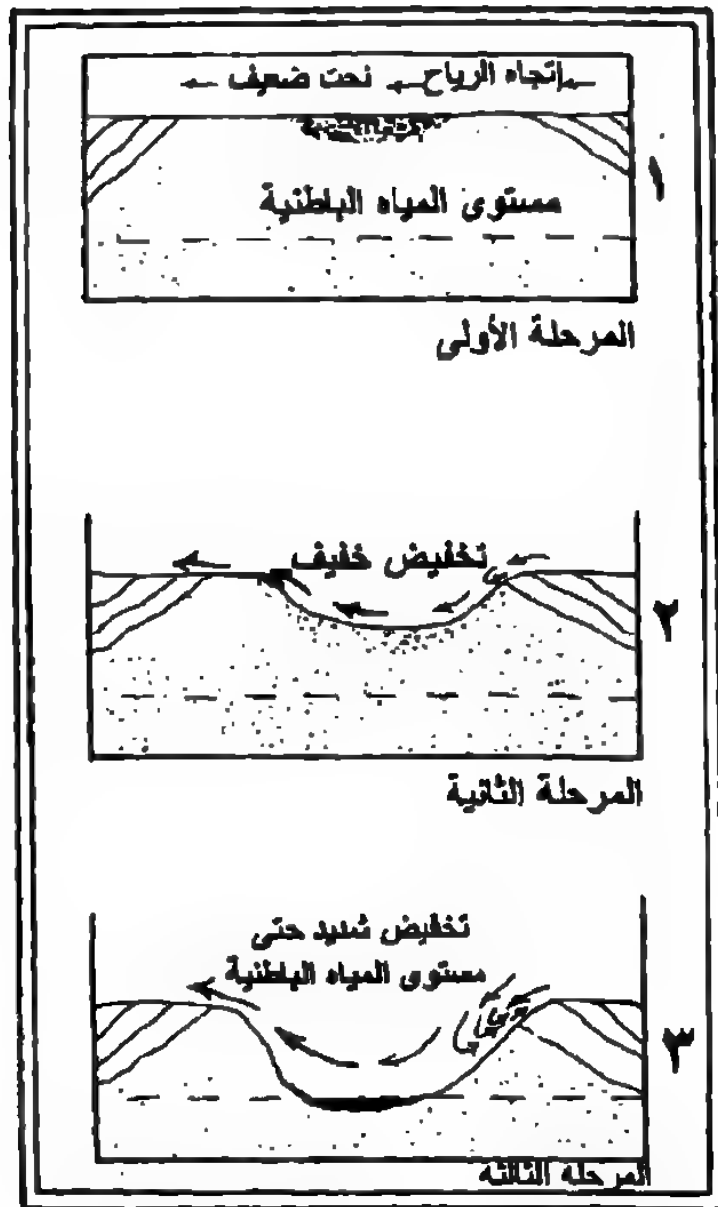
(Bloom, 1979, p.331) ولهذا فإن هذه الحفر قد تسمى فى الولايات المتحدة باسم buffalo Wallows حيث أن الحيوانات تتردد على هذه الحفر التى تظهر بها المياه حيث تتكون بها برك صغيرة. وتصل أبعاد هذه الحفر إلى ١٠٠ متر فى العمق، ومحيطها يبلغ العديد من الكيلومترات.

وتمثل المنخفضات الصحراوية إحدى صور النحت بفعل الرياح. فعلى الرغم من مشاركة للعوامل البنائية، وتتخل عمليات النحت الفيضى بفعل الأمطار والجريان السطحى فى الماضى إلا أن للرياح دور كبير فى نحت مثل هذه المنخفضات كما فى منخفض القطارة فى مصر على سبيل الذكر الذى تبلغ مساحته ٢٠٠ كم<sup>٢</sup>.

وتمر حفر التثنية السبق ذكرها فى نشأتها بعدة مراحل تطورية، حيث أنه فى المرحلة الأولى يكون السطح الأولى مغطى بصخور غير مقاومة أو ضعيفة نسبياً بسبب غزارة الرطوبة وتشبع الصخور بها مما يسهل عملية نحت الصخر، وهذا يسهل على الرياح فى أوقات الجفاف أن تزيل هذه الرواسب، وبالتالي تنتقل إلى المرحلة الثانية وهى تخفيض السطح بفعل نحت الرياح، ونصل إلى المرحلة الثانية حيث يصبح السطح مموجاً أو مقعراً نقعراً خفيفاً إلى أعلى. وفى المرحلة الثالثة تستمر للرياح فى نحت للقاع حتى تصل بمستواه إلى مستوى المياه الجوفية (Small, 1985, p.312)، وهنا تظهر المياه الجوفية على السطح، ويشد لتبخر منها، فتتركز الأملاح مكونة بذلك بركة ملحية Salt Pan، تشغل قلب الحفرة الهوائية، وتكون أكثر اتساعاً وكبر عمقاً عن المرحلة الثانية، شكل (٥٢).

#### الأرصعة الصحراوية desert pavements :

يعرف الرصيف الصحراوى بأنه سطح مستوى أو شبه مستوى أو مائل ميلاً خفيفاً نسبياً، ويكون مرصعاً بالأحجار أو الحصى، والتى أزيل من حولها معظم الرواسب الناعمة، مما لكسب السطح نسيج خشن من الرواسب، وهذه الرواسب هى التى تخلفت عن عملية النحت.



After: Small, 1985, p.313.

مراحل تكوين حفر التدرية في الصحارى  
شكل (٥٢)

وتنتشر أشكال الأرصنة الصحراوية في الصحاري الحارة الجافة، وتعرف بمسميات مختلفة في صحاري العالم حسب اللغات والمفاهيم المحلية. ففي استراليا تسمى gibber palins أو المولد الحجرية، وفي البيئة العربية تعرف بمسميات عدة مثل الحمادة، والرق والسريز، وفي البيئة الأمريكية تعرف بالأرصنة الصحراوية.

وتتوزع ظاهرة الحمادة أو ما تعرف بصحاري الحمادة في العالم في المملكة العربية السعودية ومصر ممثلة في الصحراء الغربية، وفي الصحراء الكبرى في الشمال الإفريقي، وفي صحراء استراليا، وصحاري الولايات المتحدة، وصحاري وسط آسيا، وفي صحراء جنوب غرب إفريقيا، وتتمثل في أمريكا الجنوبية في صحراء أتكاما. ومن خلال ١٣ موضعاً درسها رونالد كوك في صحراء كاليفورنيا، وجد أن كثافة الحصى للأخشن على السطح تختلف من موضع لآخر، وتتراوح بين ١,١١-١,٢ حبيبة/سم<sup>٢</sup>، وأن المتوسط يبلغ ١,٦٥ حبيبة/سم<sup>٢</sup> (Cooke, 1970, p.566) ومن خلال قياسات المؤلف للكثافة في منطقة الحمادة بالمملكة العربية السعودية الواقعة بمنطقة الوشم وجد أن الكثافة تتراوح بين ١,٠٦-١,٥٦ حبيبة/سم<sup>٢</sup> وأنها تكون أكثر تركيزاً عن الحالات الدراسية في كاليفورنيا (التركمانى، ١٩٩٦، ص ٥٨) ويتراوح سمك رواسب الحصى والجلاميد المتأثر بعملية التنرية ما بين  $\frac{1}{4}$  -  $\frac{1}{2}$  متر.

وتعتبر عملية التنرية من أهم العمليات التي تؤثر في تشكيل الأرصنة، لأنه من خلال هذه العملية التي تعمل على إزالة المولد للناعمة يتم تركيز الحصى بكثافة عالية وبذلك ينشأ الرصيف للصحراوي. ويمكن قياس درجة نحت الرصيف الصحراوي وتأثير عملية التنرية وذلك عن طريق حساب النسبة بين قيمة الطمي والطين في عينة الرواسب المكونة لسطح الرصيف. فمعامل (الطمي: الطين) يعطى مدى للتنرية التي تعرض لها الرصيف (Cooke, 1970, p.569). فإذا أزيلت مواد الطين وهي المولد الأكثر نعومة تتخلف المولد الطمية وهي الأخشن مما يدل على

تطور وتقدم فى عملية نحت سطح الرصيف وزيادة تركيز الحصى.

وتمر الأرصفت للصحرارية بمراحل تطور جيومورفولوجية، حيث أنه فى البداية توجد طبقتان أو أكثر من الطبقات الرسوبية المفككة، ورواسبها متراكمة فى مواضعها، حيث تكونت محلياً. وتبدأ للرياح فى نحت وإزالة الرواسب الناعمة من على السطح والواقعة بين الحبيبات للخشنة فيحدث نوعاً من تركيز الحصى من جهة وانخفاض السطح من جهة أخرى، ويصل السطح بذلك إلى المرحلة الثانية. وباستمرار نحت الرياح للسطح ينتقل للرصيف إلى المرحلة الثالثة، حيث ينخفض السطح بسبب نحت الرواسب الناعمة، ويتركز الحصى بكثافة أعلى فوق السطح، ويصبح السطح حصوياً أو مرصعاً بالحصى، وتظهر هذه المراحل فى شكل (٥٣).

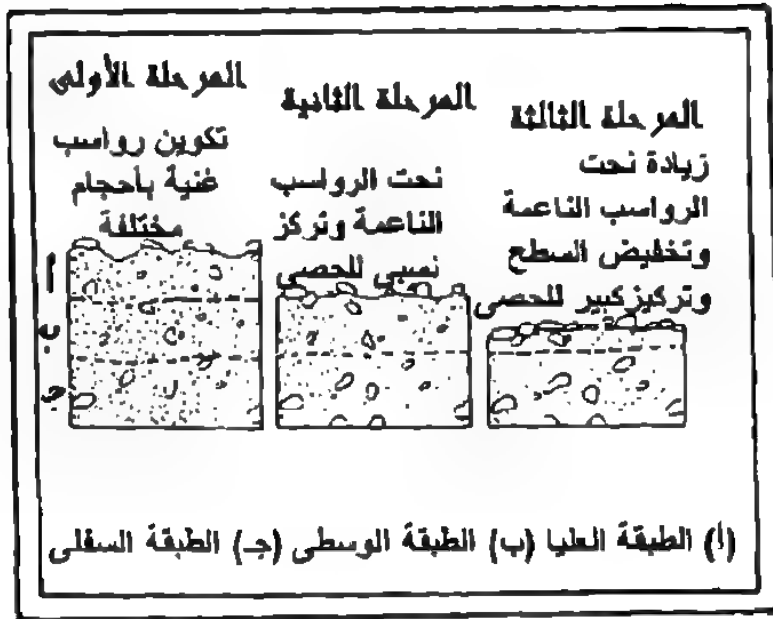
#### الحصى المصفول Ventifacts :

هى عبارة عن الحصى والزلط الذى مارست الرياح نشاطها فوقه وعملت على بريه وأنتجت الأوجه المصفولة. ويتطور هذا الملمح على السطح الذى يتسم بأنه أكثر استواءً. وتستخدم للرياح ما تحمله من رمال للعمل على برى الحصى.

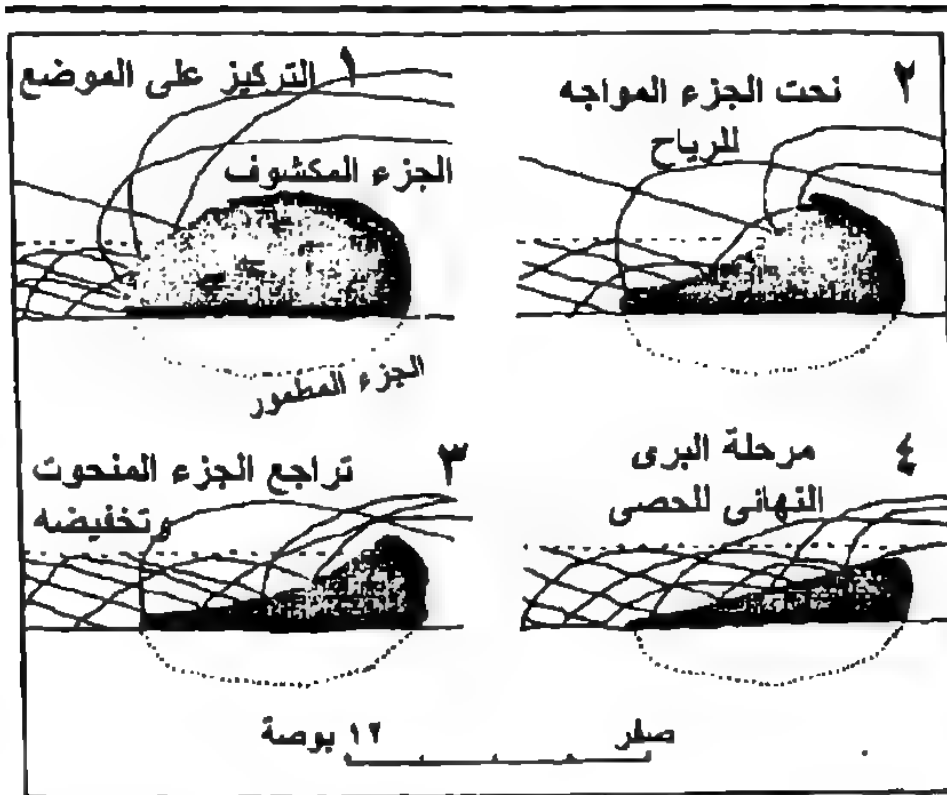
وتعرف هذه الظاهرة أحياناً بالأوجه المنحوتة Venifact sculpture ومعناها الصورة التى تأخذها أوجه الأحجار أو الجلاميد، ذات الأوجه المنحوتة أو المصفولة بفعل عملية البرى، وذلك بسبب نشاط تآكلية الرمال فى ظل الظروف الصحراوية وبرى الرمال لهذه الأوجه.

وقد تم التعرف على نحو ٥٨ مكاناً فى العالم تحدث فيها العملية وتتشكل الأوجه المنحوتة، وتحدث فى الحبيبات التى تتراوح أحجامها ما بين الرمل للمتوسط والجلاميد الذى يصل حجمه إلى ٣ أمتار .

ويلاحظ أن درجة برى الحصى ترتبط بمرعة الرياح، وبحجم حبيبات الرمال المنقولة. فعملية القفز التى تنتقل بها حبيبات الرمال على سطح الأرض مع



مراحل تكوين الأرصلة الصحراوية  
شكل (٥٣)



After: Sharp, 1949, p.182.

مراحل تطور الأوجه المنحوتة فى الحصى المصقول  
شكل (٥٤)



وجود قوة دفع الرياح لها، يؤدي لصدامها بالأحجار والحصى بارتفاع يبلغ نحو  
٠ سم فوق السطح الرملي وحوالي ٢ متر فوق السطح للصخرى (Babilir &  
'Jakkon, 1985, p.4).

وتمر عملية صقل الأوجه بعدة مراحل، تبدأ أولاً بتركيز اصطدام الحبيبات  
بأوجه الحصى أو الجلاميد، وتستمر هذه العملية حتى تتحت مساحة أو جزء منها  
وتتم إزالته ويبدأ الوجه في التغير ويصبح في هيئة مقعرة نحو الخارج. وفي  
المرحلة الثانية يزداد السطح تخفيضاً ويصبح أميل إلى الاستقامة بعد إزالة جزء  
علوي من الحواف البارزة للحبيبات ويصبح تقعرها تقعرأ خفيفاً، وفي المرحلة  
الأخيرة يصبح السطح أو الوجه مستوياً ومصقولاً وأحد أطراف هذه الاستقامة  
يكون مماساً لسطح الأرض كما في شكل (٥٤).

ويلاحظ أن عملية تكفق الهواء حول الأوجه المصقولة تشمل لوجه نقل فيها  
سرعة الرياح وأوجه ومواضع أخرى تزيد فيها سرعة الرياح كما في شكل (٥٥)  
حيث أوضح وتيسنى وديتريتش ١٩٧٣ عملية لسحق والبرى والسرعة المحلية  
فوق الحبيبات وانحدارات كثافة الضغط هي التي تتسبب في إعطاء أشكال وملاح  
سطح الأوجه للمصقولة، وأن حركة الهواء هي التي تحكم هذه العملية، خاصة إذا  
مارست نشاطها لفترة طويلة (Whitney & Dietrich, 1973, p.2572). ويلاحظ من  
الشكل أن الرياح تزداد سرعتها بالارتفاع فوق الحبيبات وبالتالي تزداد قوتها على  
نحت وصقل وجه الحبيبة، وحينما تصل إلى قمة الحبيبة يحدث تيار رجعي ويقوى  
على النحت بالاتجاه من أسفل إلى أعلى أيضاً فينحت ويصقل بذلك الوجه الآخر،  
وتصبح قمة الحبيبة في النهاية بهيئة بارزة وحادة.

وتتراوح صور الأوجه المصقولة من الشكل شبه الحاد subangular إلى  
الشكل المستدير بشكل جيد، ولذا فهناك أشكال أخرى منها الشكل القريب من  
الاستواء، والسطح المقعر. وهناك أشكال مثل المنشور الثلاثي، والشكل غير  
المنتظم (Ibid., 1973, p. 2566)

نماذج للأوجه  
المنحوتة في  
حبيبات الصخر



ter: Whitney & Dietrich, 1973.

أثر ضغط الهواء واصطدامه بالصخر في تحت أوجه الحبيبات  
الخشنة على أسطح الصحارى  
شكل (٥٥)

## عيش الغراب Mashroom :

هى من الأشكال الصحراوية ذات الصخور الصلبة، والتي شكلتها الرياح وأصبحت من أشكال النحت الهوائى، وتشبه فى هيئتها غالباً عيش الغراب المعروف وهو من النباتات الفطرية. وقد تعرف هذه للملاحح الصخرية باسم زيوجين Zeugen والتي تعنى باللغة الألمانية كتل صخرية أشد مقاومة.

وتبدو أشكال عيش الغراب وقد تراصت الطبقات الصخرية بوضع أفقى، ويوجد بينها عدم توافق، حيث تتعاقب طبقات لبنة مع طبقات صلبة، وتركز الرمال على نحت المواضع اللينة، وتبرز بينها سمك الطبقات الصلبة، مما يعطيها فى النهاية شكل عيش الغراب ويتراوح ارتفاع أشكالها ما بين المتر ونحو ٥٠ متراً (التونى، ١٩٦٣، ص ٢٩١)، وعرضها ما بين نصف المتر والأمتر العديدة.

وتحكم هذه الظاهرة مجموعة من العوامل منها العامل الجيولوجى، حيث أنها غالباً ما تنشأ فى ظل وجود الصخور الرملية التى تتعاقب فيها طبقات الحجر الرملى مع طبقات الحجر الطينى أو الطفلى، ويتم نحت الطبقات الأخيرة بمعدل أسرع من نحت الحجر الرملى، ويؤثر عامل المناخ أيضاً، حيث تساعد الحرارة المرتفعة على نشاط التجوية الميكانيكية والتفكك وبالتالي سهولة التآكل. يضاف إلى هذا جفاف الرياح مما يساعد على زيادة نشاطها على حمل الرمال التى تتحت بها جوانب عيش الغراب، وصقل محيطها. ويجب أن يتوافر سطح مستوى لى تتمكن الرياح من مزاوله نشاطها وتشكيل ملاحح هذا النوع من الأشكال الجيومورفوجية. وتكثر هذه الظاهرة فى منخفض الفرافرة، وفى منخفض توشكى وجنوب منخفض الخارجة فى مصر، حيث توجد هذه الظاهرة الجيومورفولوجية فى منطقة بنى نخلوى، وهى هناك إما مسطحة أو مستكبرة للهيئة، أو تشبه المقعد، ويبلغ قطرها نحو المتر الواحد كما سجلها المؤلف ميدانياً.

### أخاديد النحت الهوائية : Eolian grooving :

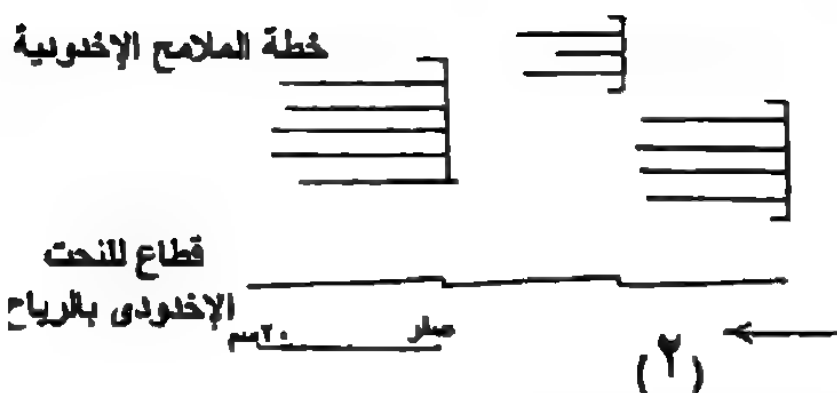
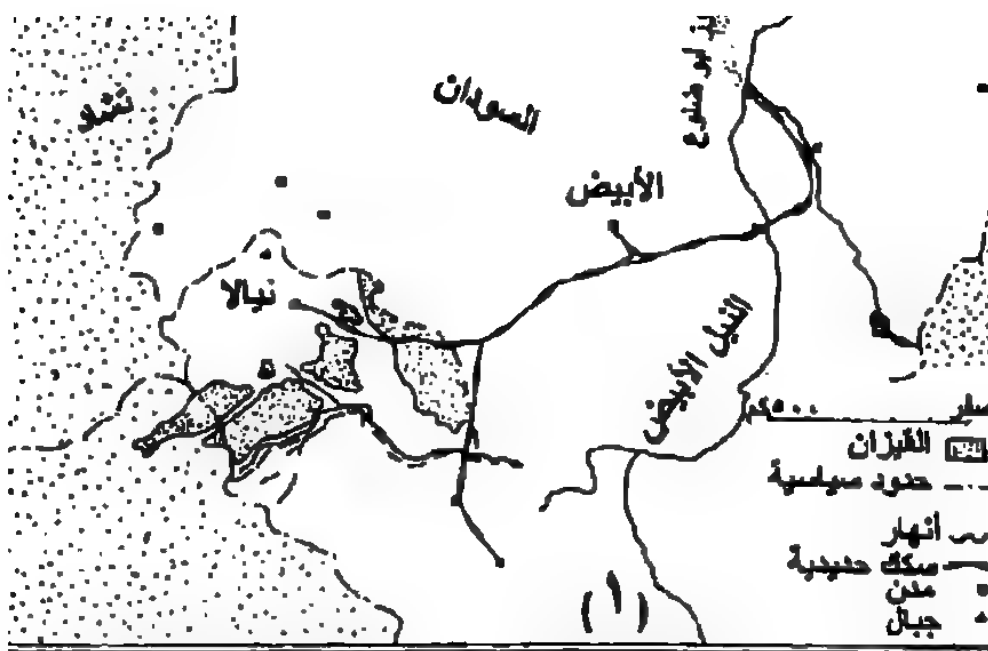
وهي عبارة عن ملامح نحت، خطية المظهر، تبدو في شكل مجارى ضحلة، وتظهر في المناطق للصخرية شبه للمستوية والمعرضة لنشاط للرياح، وترتبط بالصخور الجيرية أو الحجر الرملى. وتنتشر بالمناطق للجافة حيث ينشط فعل الرياح. وهي تتكون حيثما تستطيع للرياح إزالة الأجزاء الأضعف من الصخر وتتخلف الأجزاء الأكثر صلابة في المواضع الأعلى. وتظهر هذه للملامح بشكل منتظم وغير متصل أيضاً. ويترلوح عمقها بضعة مليمتترات واتساعها بضعة سنتيمترات (Worrall, 1974, p.292)، ويظهر ذلك في شكل (٥٦).

### الجزر الجبلية Inselberges :

هي عبارة عن تلال مرتفعة معزولة، توجد فوق أسطح السهول وأشباه السهول في الصحارى، وتمثل البقية الباقية التي تخلفت عن عملية نحت للصحراء والوصول بسطحها إلى المرحلة النهائية من دورة للتعرية للصحراوية. وهي ملامح بارزة تميز المناطق للجافة وشبه الجافة.

وتتفاوت الجزر الجبلية في أنواع للصخور، فقد تكون عبارة عن صخور جرانيتية كما هو الحال في كثير من أشباه السهول في القارة الأفريقية، كما هو الحال في ماشاكوس Machakos في كينيا، وفي قيعان المنخفضات للصحراوية في مصر.

وقد اختلفت للنظريات بشأن كيفية نشأة الجزر الجبلية، فمن بين من قال بأنها تمثل المرحلة الأخيرة لعملية النحت والتسوية، حيث تتخلف هذه للتلال عن عملية النحت والتخفيض من أمثال كنج King 1984، إلى قائل بأنها تكونت بطريقة ميكانيكية معينة، حيث تمثل كتلة من صخور القاعدة حدث لها ارتفاع وأصبحت في هيئة قبابية نحت السطح نتيجة هذا الارتفاع، ثم لكشف عنها للسطح، وإزيل



توزيع مناطق القيزان (كثبان وتجمعات رملية) وأخلايد نحت  
الرياح فى الصحارى  
شكل (٥٦)

ما فوقها وما حولها بفعل التجوية والنحت فأصبحت تتف بمثابة تلال معزولة، ومن أصحاب هذا الرأي فالكونير Falconer عام ١٩١١. أما الرأي الثالث فهو يقول بأن منطقة التلال تتعرض لاحداث عديدة من التجوية وهي أقرب ما تكون للتجوية الخطية، أى التى تسير فى هيئة خطوط وبتقدم عملية التجوية، تصبح منطقة الجزر الجبلية أقل تعرضاً للتجوية والنحت لو الإزالة، فتظل ثابتة، ويخفض ما حولها (Small, 1985, pp.293-297)، انظر شكل (٥٧)

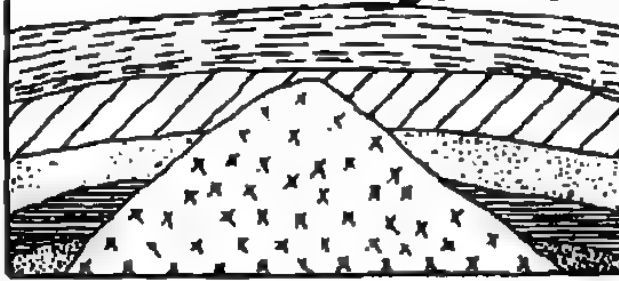
ومن أمثلة الجزر الجبلية فى مصر، تلك الموجودة فى الصحراء الغربية، خاصة فى المنخفضات. فى منخفض الفرايرة نجد جبل الجلة الشمالى وجبل الجنة الجنوبى فى قاع المنخفض المستوى، وفى اللوحات للدخلة نجد جبل المنستون، وفى منخفض الخارجة توجد بإعداد قليلة، وفى منخفض توشكى نجد جبل ام شاغر بارتفاع ٣١٨ متراً وصخوره أركية، وحول بئر تخلص توجد التلال المعزولة بارتفاع يتراوح بين ٧-١٤ متراً عن السطح المجاور، وفى منطقة توشكى قرب أبو سمبل على جانبى الطريق توجد التلال المعزولة بكثرة. وهى تأخذ مسميات محلية فى مصر تعرف باسم القارة، وفى المملكة العربية السعودية أيضاً يعرف باسم الضلع أو القارة، ومن أمثلتها فى مصر أيضاً قارة الميت فى سهول شمال شرق منطقة العوينات.

## أشكال الارساب الهوائى

### (١) الكثبان الرملية Sand dunes :

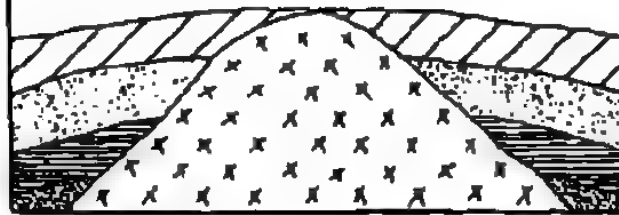
وهى أكبر مظهر إرسابى للرياح فى الصحارى، وهو أكثر انتشاراً ووضوحاً، ويميز للصحارى مثلما يميز بعض السواحل التى تتكون عليها للكثبان أيضاً. ويمكن أن نتعرف على الخصائص العامة للكثبان، وأنواعها، ثم حركتها وتشبيها بفعل للنبات الطبيعى.

١ المرحلة الأولى صخور نارية في الباطن



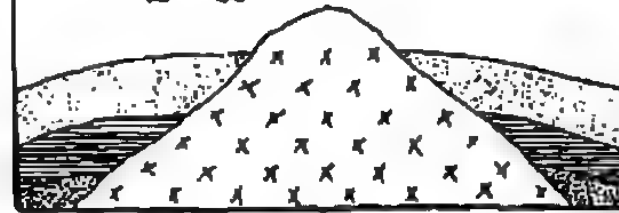
٢ المرحلة الثانية

نحت السطح وتخفيض المستوى



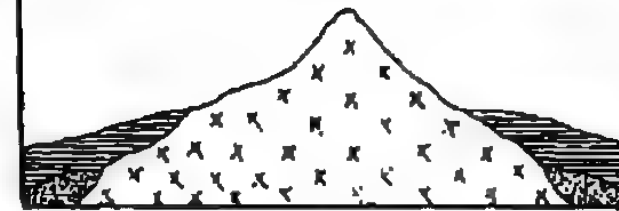
٣ المرحلة الثالثة

زيادة النحت وانكشاف  
الصخور النارية



٤ المرحلة الرابعة

زيادة تخفيض السطح  
ونحت وتشكيل الصخر الناري



مراحل نشأة وتطور الجذر الجبلية

شكل (٥٧)

وتبلغ ارتفاعات الكثبان فى الصحراء الغربية فى مصر خاصة فى الواحات الخارجية والداخلية ما بين ٤-٢٠ متراً. وتبلغ أطوال الكثبان فى الواحات المصرية بين ٧٠-٣٥٠ متراً. ويبلغ عرض أو اتساع الكثبان فى الصحراء الليبية خاصة فى الوادى الجديد ما بين ١٦٠-٢٦٠ متراً (Beadnell, 1911, p.389) كما يتضح ذلك من عناصر الكتيب شكل (٥٨). وتتميز لكثبان بوجود قرون للكتيب horns، وقد يوجد قرن واحد أو اثنين أو يفتقرا من الكتيب. ويظهر بالكتيب الوجه الحر، وقمة الكتيب، وذيل الكتيب أو ما يعرف بالكماح.

ويمكن أن نميز بين الأشكال الرملية وبعضها، فأقلها فى التموج هى التموجات الرملية ripples وطول للموجة ٠,٥ - ٢ متر، وتموجات الكثبان ما بين ٣-٦٠٠ متر، والدروع أو الكثبان الكبيرة والتي تصل تموجاتها ما بين ٣٠٠-٥٥٠٠ متر. ويرتبط الارتفاع بمقدار طول للموجة، حيث أقل الارتفاعات هى للتموجات الرملية وبمقدار ٠,٠٠٠٥ - ٠,١ متر، بينما أكبرها هو الدروع ويبلغ طول للموجة بها ما بين ٢٠ - ٤٥٠ متر كما فى جدول (٢٠)، وشكل (٥٩).

### جدول (٢٠)

#### رتب الأشكال الرملية للهوائية

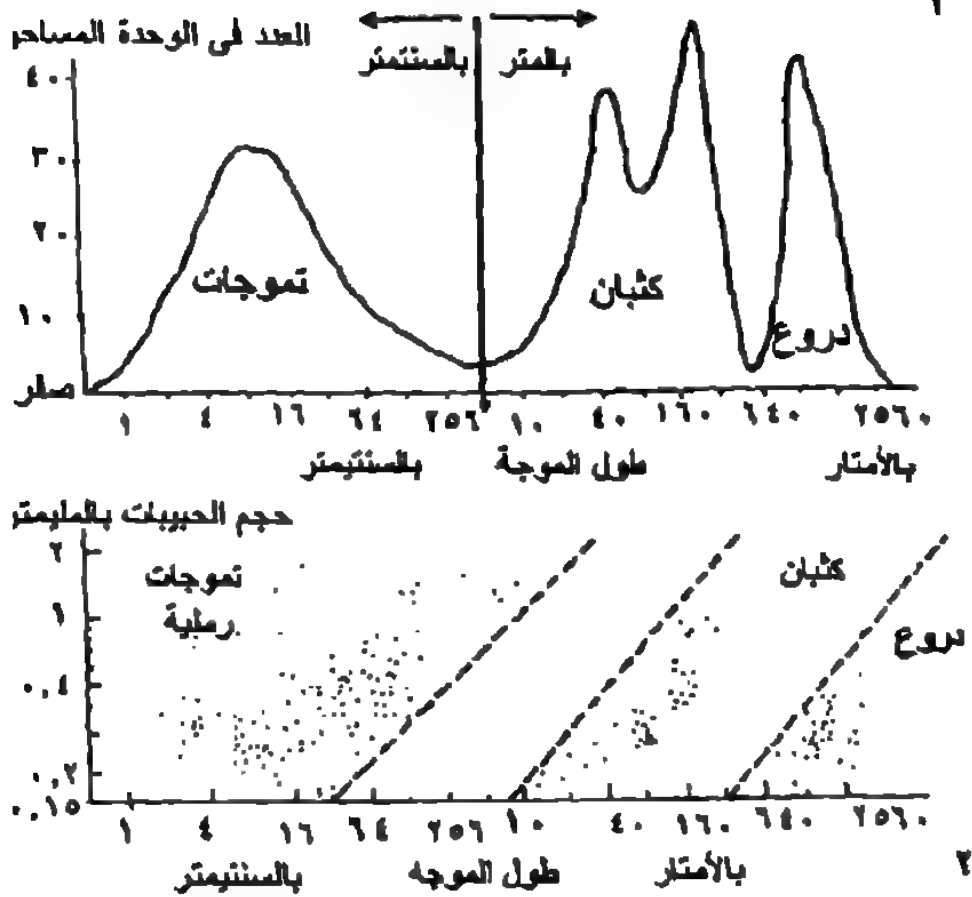
الارتفاع بالمتر	طول للموجة بالمتر	الاسم
٤٥٠ - ٢٠	٥٥٠٠ - ٣٠٠	١- لدروع
١٠٠ - ٠,١	٦٠٠ - ٣	٢- لكثبان
٠,٠٥ - ٠,٠٠٠٥	٢ - ٠,٥	٣- للتموجات

After : Wilson, 1972.

وهناك عدة ضوابط تحكم تكون الكثبان الرملية منها وجود سطح يتميز بالاستواء حتى تتمكن للرياح من تشكيل لكثبان المتعددة الأشكال وعلى مساحة واسعة، ولأن يتميز السطح بخلوه من الغطاء النباتى أو أن تكون المنطقة فقيرة فى







after: Wilson, 1972, p.193.

أطوال موجات الأشكال الرملية وعلاقتها بحجم الحبيبات  
شكل (٥٩)



سورة (١٩) الكتبان الرملية الهلالية في مرحلتى للشباب والنضج في قاع وادي  
لعتك بجبل طويق شمال الرياض ١٤٠ كم بالسعودية



سورة (٢٠) نملاج للتبك الساحلية في منطقة ذهب بسيناء على ساحل خليج  
العقبة

النبات الطبيعي، بالإضافة إلى وجود عوائق طبيعية تعمل على تهدئة الرياح فتتحول بذلك من حالة النقل إلى حالة الإرساب بسبب انخفاض السرعة. وتتمثل هذه العوائق في وجود حافات صخرية أو تلال معزولة أو تغيير فجائي في مظهر السطح من أعلى إلى أسفل، حيث توجد مواضع منخفضة تؤدي إلى هبوط الرياح وانخفاض سرعتها، كما هو الحال في المنخفضات الصحراوية في الصحراء الغربية في مصر. يضاف إلى ذلك وجود كميات كبيرة مفككة من الرواسب الرملية بفعل التجوية في الصحاري.

وتوجد علاقة بين العناصر الثلاثة : الكثبان، والغطاء النباتي، والرياح لكي تظهر أنواع معينة من الكثبان، أو يختفي ظهور الكثبان وينعدم تكونها، ويتضح ذلك من شكل (٥٨) حيث يلاحظ أنه إذا زادت سرعة الرياح فإنه تتكون كثبان هلالية، وإذا انخفضت السرعة تتكون الكثبان الطولية أو كثبان من نوع السيف. وإذا وجدت نباتات تتكون كثبان عرضية، وإذا زادت كثافة النبات نسبياً أصبحت هلالية الشكل، وسرعان ما يفحم وجود الكثبان أو تكونها بزيادة الغطاء النباتي بشكل زائد عن الحد ومتصل حيث يقل التزود بالرمال. ويعتبر المخزون للرمل عاملاً مؤثراً أيضاً والذي يمثل نتاجاً للتجوية، بحيث إذا وجدت الرمال تتكون معها الكثبان من نوع السيف، وإذا زادت للكمية أصبحت الأنواع السائدة هي الكثبان العرضية.

### أنواع الكثبان :

توجد أنواع كثيرة من الكثبان، نبدأها بالكثبان الهلالية، والتي تأخذ هيئة هلال القمر، وتتكون وتتطور إذا وجدت الرمال بغزارة، ومن لوائل الذين وضحوا مراحل تكون الكثيب هو هارنج كنج (King, 1918, p.23). ويمر الكثيب للهلالى بمراحل جيومورفولوجية أثناء تكونه كأحد أشكال الإرساب. ففي المرحلة الأولى تتجمع الرمال، وتصبح أعلى نقطة في هذه الرمال في المنتصف، وغالباً تكون تجمعات الرمال هذه في هيئة مسطحة، وتأخذ شكلاً بيضاوياً في مظهرها العام، صورة (١٩) أعلى الشكل.

وفى المرحلة الثانية تستمر تجمعات الرمال فتعلو عن السطح نسبياً، وتترجح للقمة وهى أعلى موضع فى التجمعات الرملية نحو منحصرف للرياح بسبب زيادة ثركم الرمال وبعيداً نسبياً عن المنتصف، مما يغير من خطة الأرض ومظهرها. وتبدأ بعد ذلك للرياح فى تشكيل للمظهر العرضى للكثيب وتشكيل المحور أو الإمتداد الطولى للكثيب. ويتتابع تجمع الرمال يزداد عرض الكثيب وينتقل إلى مراحل أكثر تطوراً وتصبح خطة الأرض ذات شكل بياضوى (تتابعياً) ثم تأخذ شكل كمثرى ويكون أقصى إتساع للكثيب فى لبعد موضع فى إتجاه منحصرف للرياح، كما هو فى شكل (٦٠).

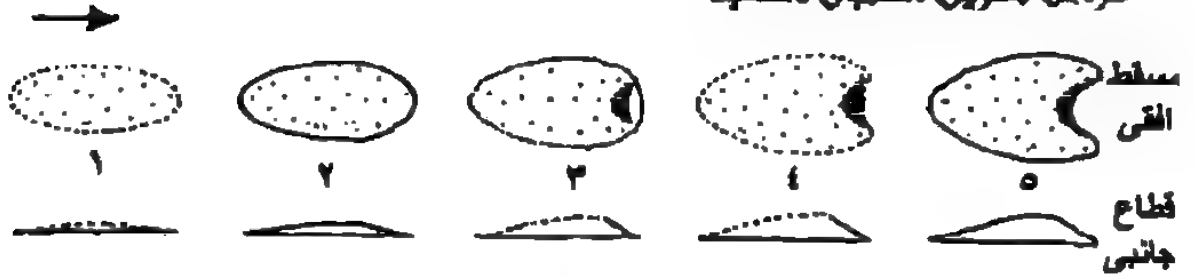
#### الكثبان المعكوسة:

وهى على شكل حرف U وتعرف بكثبان القطع المكافئ، حيث تمارس للرياح نشاطها فى تنزيرة الرمال. ويتم استقرارها فى هيئة حرف V أو حرف U، وتحدث هجرة مستمرة لأنف الكثيب (أو البروز) باتجاه منحصرف للرياح، ومما يساعد على تكون هذا النوع المسمى parabolic هو نمو للنبات الطبيعى فوق التكوينات الرملية فيعمل على تثبيتها، بينما تعمل للرياح على نحت للرمال فيتشكل كثيب عكسى نتيجة نحت الأجزاء الوسطى وتخلّف زراعين على الجانبين فيتكون حرف U بالإتجاه الذى تهب منه الريح.

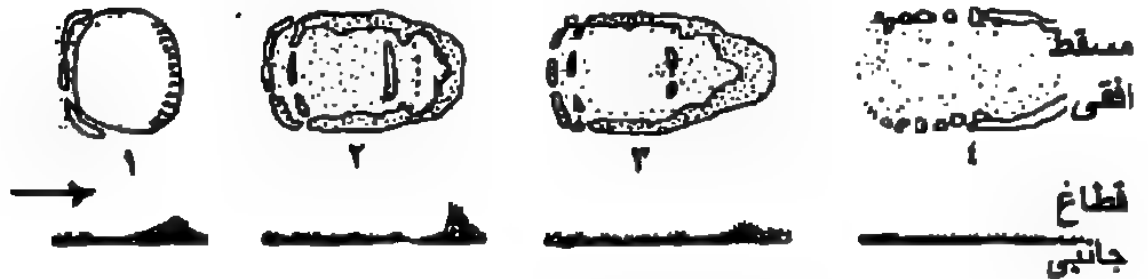
وتمر هذه الكثبان بمراحل تطور، حيث يتم تثبيت مؤخرة الكثبان فى الجهة المواجهة لهبوب الرياح بالنبات الطبيعى، وسرعان ما ينحت ما بينها من رمال وتبقى الرمال المثبتة على الجانبين فى هيئة مقوسة تردّد تقرأ بالتكرير حتى ينحت ما بينها تماماً، وتحرك قمة الكثيب فقط بالاتجاه نحو منحصرف للرياح، ويصبح شكل الرمال المتركمة فى النهاية على هيئة حرف U الإنجليزى، كما فى شكل (٦٠).

لما للكثبان الطولية Linear للشائعة فتعرف بأنها كثبان السيف فى الدول العربية الآسيوية والافريقية، بينما تعرف بالكثبان الطولية فى معظم الأقاليم الأخرى فى العالم، وترجع فى تكونها إلى أصل للرياح وتكرار هبوبها، واتجاهات هذه

مراحل تكوين الكُتبان المقلبة



مراحل تكوين الكُتبان المعكوسة (حرف U)



□ كتبان وحواجز رملية  
□ نبات  
□ الوجه الحر يمين  
□ طبيعي معقد حلقة حلادة

ler: Londsberg, 1956.

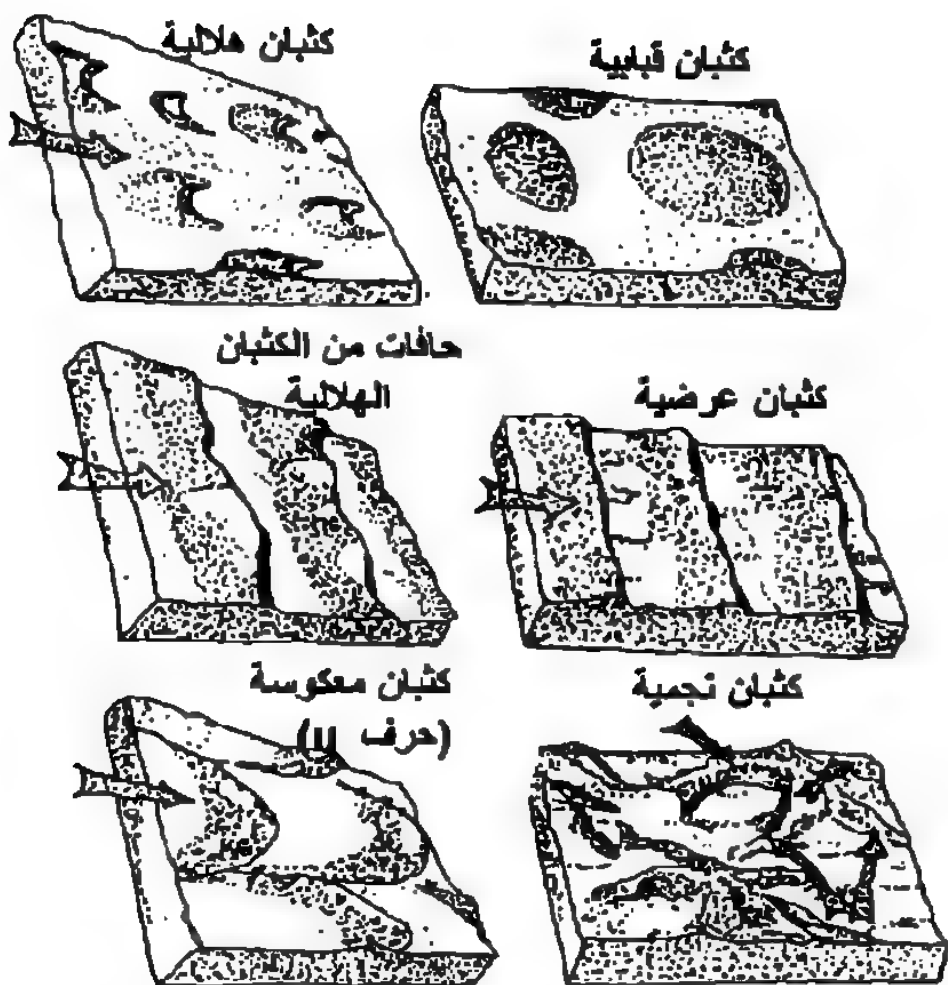
مراحل تكوين الكُتبان الهلالية والكُتبان المعكوسة (حرف U)  
 شكل ( ٦٠ )

الرياح. وهى عبارة عن حافات طولية مستقيمة تتحدر على الجانبين ولها محور خطى يمتد فى أعلى الكتيب طول المحور يتساوى تقريباً مع طول الكتيب، وتكاد تتوازى الحافات مع بعضها، متخذة اتجاهاً إقليمياً عاماً، بحيث تفصل بينها ممرات منخفضة تمثل القاع الأصلي لسطح الأرض أو فرشاة رملية مستوية السطح. وللكتبان الطولية أنواع كما يظهرها شكل (٦٢) فمنها على هيئة أسماك ملالة ويوجد منها فى تشاد، ومنها ما هو شكل للخطوط الطولية ويوجد منها فى ليبيا، والنوع الثالث هو الطولى المضفر braided ويوجد منه فى ليبيا أيضاً (Wilson, 1972, p.194).

وقد وجد إمبابي (Embabi, 1995) ان محاور الكتبان الطولية ينحرف بمقدار أقل من ٩٥° عن الاتجاه الناتج عنه نقل الرمال . أما الكتبان النجمية Star dunes، فهى نوع مميز من الكتبان الرملية، تأخذ فيه الكتبان هيئة النجمة، بحيث يكون أعلى موضع فى الكتبان فى المنتصف تقريباً، بينما أنزع الكتبان المتجمعة حول هذا الموضع المرتفع تتجه نحو الخارج فى شكل إشعاعى فتكسب الكتيب شكل النجمة. ويتكون الشكل النجمى عن طريق تجمع أوجه الكتبان المركبة فى شكل مركب وذلك بسبب وجود اتجاهات متعددة للرياح، شكل (٦١).  
الكتبان القبابية :

تبدأ هذه الكتبان فى التكوين بسبب الرياح القوية التى تعمل على كشط وإزالة قمة الكتيب وتعمل على تسوية وتسطح ذيل الكتيب من نوع البرخان ويحتل تكوينها من أكثر من نوع، وعادة لا يكون لها وجه حرّ ويكون دقيراً أو بيضارياً فى شكله العام، ومع ذلك فإن بعضها قد تميل فى اتجاه واحد، مما يشير إلى بداية تكوين كتيب من نوع البرخان.

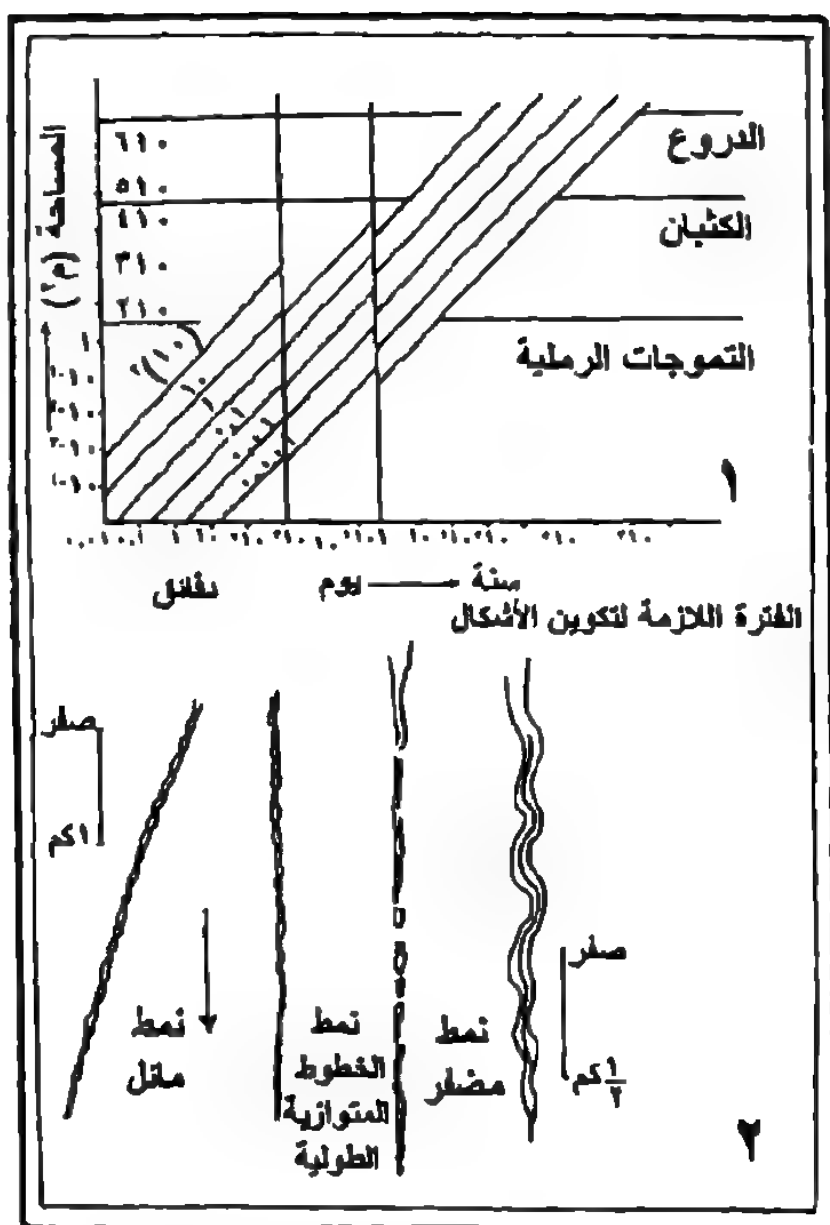
وينتشر وجودها فى المناطق الساحلية أيضاً حيث تكون للمواحل مفتوحة أمام نشاط الرياح من جهة، ويكون شكل الكتبان محكوماً أيضاً بالرطوبة والنباتات الطبيعية أكثر من ضغط الرياح وتساويتها للكتيب كما سبق للذكر.



ar: McKee, 1978, pp.11-12.

نماذج لأنواع الكثبان الرملية الربيعية في العالم  
شكل (٦١)





After: Wilson, 1971, p.194.

أنماط الكثبان الطولية في العالم  
شكل (٦٢)

## حركة الكثبان :

توجد كثبان متحركة وأخرى ثابتة بفعل للنبات الطبيعي. ومن حيث حركة الكثبان وجد أن معدل هجرتها يبلغ ١٨ قدمًا/ السنة على ساحل بحر البلطيق وفي الصحراء الليبية ١٥-١٨ مترًا/ السنة (Beadnell, 1911, p.389)

وفي منخفض الخارجة أشارت دراسة الجهاز التنفيذي للمشروعات الصحراوية في مصر بأن الكثبان تتحرك بالمنخفض بمعدل ١٠ أمتار/ السنة وأشار إمبابي بأن حركة الكثبان جنوب باريس بالخارجة تتراوح بين ١٠,٨ ~ ١٨,٨ متر/ السنة (Embabbi, 1982, p.149).

أما الكثبان الثابتة فتوجد في كثير من المواقع الداخلية والساحلية. ففي السودان على سبيل الذكر توجد كثبان رملية مثبتة تقع إلى الغرب من النيل الأبيض تعرف محلياً باسم القوز، ومنها فوز أبو ضلوع الواقع فيما بين النيل ووادي الملك إلى الغرب من مدينة أم درمان. وينتشر هذا المظهر بالاتجاه غرباً حتى سفوح جبل مرة، شكل (٥٦).

إن مناطق للكثبان الرملية من نوع القيزان تعكس وجود تقلبات مناخية في غرب السودان، ولوحظ أن القيزان المنخفضة هي أقدم من القيزان المرتفعة في زمن تكونها في المناطق المحيطة بكرديان، وقد استمدت الرمال من الرواسب المفككة في المنطقة ذات الصخور القاعدية في جبل مرة ونقلتها للعوامل الفيزيائية، ثم أعادت الرياح تصنيفها وتشكيل الكثبان. ونمت النباتات الطبيعية في هذه المناطق أثناء فترة زلت فيها الرطوبة مما عمل على تثبيت الكثبان (Parry & Wickens, 1981, p.310).

وتقسم الكثبان الرملية حسب سرعة حركتها وهجرتها إلى أربعة مجموعات طبقاً لدراسة زيندا وآخرون ١٩٨٦ وهي:

- ١- كثبان بطيئة الحركة، والتي لا تزيد حركتها عن متر واحد سنوياً.
- ٢- كثبان معتدلة الحركة، وتتراوح معدلات هجرتها ١-٥ أمتار سنوياً.
- ٣- كثبان سريعة الحركة، وسرعة هجرتها تبلغ ٦-٢٠ متراً سنوياً.
- ٤- كثبان سريعة جداً في حركتها، وتزيد معدلات الحركة والهجرة بها عن ٢٠ متر سنوياً .

## (٢) الحافات الرملية sand ridges :

هي عبارة عن تجمع رملي كبير، يشغل مساحة كبيرة، وبارتفاع كبير، ويبدو التجمع للرملي أشبه بالحافة. ومن أمثلة الحافات الرملية تلك الحافات المنتشرة في صحارى استراليا مثلما الحال في منطقة ألطن دونز Alton Downs ، حيث توجد ٤٣ حافة متوازية بمحور يتمشى مع ١٢° شمال غرب. كما توجد حافات شرقى سترزلسكى باتجاه ١٠° شمال غرب باتساع نصف ميل وبطول ٤٠ ميلاً. ويوجد العديد من الحافات في صحراء سمسون، وصحراء فكتوريا العظمى، والصحراء الرملية للعظمى، وكلها تكون موزعة لاتجاه الرياح (Madigan, 1936, p.212).

## (٣) العروق الرملية ergs :

هي عبارة عن تجمعات رملية بأى حجم وبأى شكل، وهيئة الرمال تكون موزعة بامتداد كبير بحيث تمثل أكبر بناء للأشكال الموزعة فوق السطح مثل الدروع draas، ولا ينطبق هذا المفهوم على المساحات الرملية الصغيرة المتناثرة أو للكثبان المعزولة، ولهذا فإن أقل مساحة يمكن أن يحدد بها العرق للرملي هي ١-٤ كم ٢ معتمدة في ذلك على حجم الدرع، وحيث يصبح إرساب الرياح للغطاء الرملي يغطى نحو ٢٠% من سطح المنطقة وتكون المساحة كبيرة بدرجة كافية تسمح بتكوين الدرع للرملي (Wilson, 1973, p.78).

والعروق الرملية ergs هي عبارة عن كثبان رملية متحدة، وقد وجد أن

٩٩,٨% من الرمال الهوائية توجد في العروق التي تزيد مساحات كل منها عن ١٢٥ كم<sup>٢</sup>، ونحو ٨٥% منها في مساحات كل منها تزيد عن ٣٢٠٠٠ كم<sup>٢</sup>. ويلاحظ أن أكثر القيم شيوعاً في التوزيع المساحي لمناطق العروق هي ١٨٨٠٠٠ كم<sup>٢</sup>، وأن أكبر العروق مساحة في العالم هي للربع الخالي في المملكة العربية السعودية حيث تبلغ المساحة ٥٦٠٠٠٠ كم<sup>٢</sup> (Cooke & Warren, 1973, p.322).

### الضوابط :

تتشارك عدة ضوابط تعمل على تكوين العروق الرملية منها قلة المطر نسبياً بحيث لا يزيد التساقط عن ١٥ سم/ السنة، ويكون النبات الطبيعي نادراً أو يختفى تماماً بسبب انخفاض كمية المطر وارتفاع معدل البخر للكامن مما يسهل عملية نقل الرمال حينما تهب رياح قوية وتعمل على تسهيل حركة الرمال المنقولة. وتحكم الضوابط التضاريسية أيضاً عملية تكوين العروق الرملية. فعلى الرغم من أنه توجد في معظمها في سهول حوضية، فإن توزيعها داخل الحوض غالباً ما يعتمد على سيادة السطح البطني الإتحدار أو الإتحدار الهين، ولذلك تختفي العروق من المناطق المرتفعة، كما يشير للبعض أيضاً إلى أن السبب في ذلك يرجع إلى أن تنفق الرمال في المناطق المرتفعة يكون غير مشبع (Wilson, 1973, p.83). أي أن الرياح تصبح أقل حمولة. وعامة فإن اصطدام الرياح بالمناطق المرتفعة يهبط من سرعتها ويقوضها، وقد يحدث تفرق لتيار الرياح حول الأراضي المرتفعة، وبالتالي عدم تركيزها مما يحول دون تكون ذلك المظهر الرملي الكبير.

وتتميز العروق الرملية بعدة خصائص منها كبر المساحة التي تغطيها العروق والتي قد تصل إلى ٣٠٠٠ كم<sup>٢</sup>، كما في صحراء سمبسون بأستراليا، وأن سمك التكوينات الرملية تتراوح بين ٢٠-٤٥ متراً، وأن المسطح الرملي يغطي أكبر جزء من مساحة المكان، ونسبة قد تصل إلى ٣٠-٧٠% من مساحة السطح، وقلما تقل هذه المساحة إلى ٢٠% كما هو في العروق للشرقي الذي يغطي ٧٠% من

المساحة في توزع رواسبه الرملية في إقليمه بالجزائر، كما في شكل (٦٣).

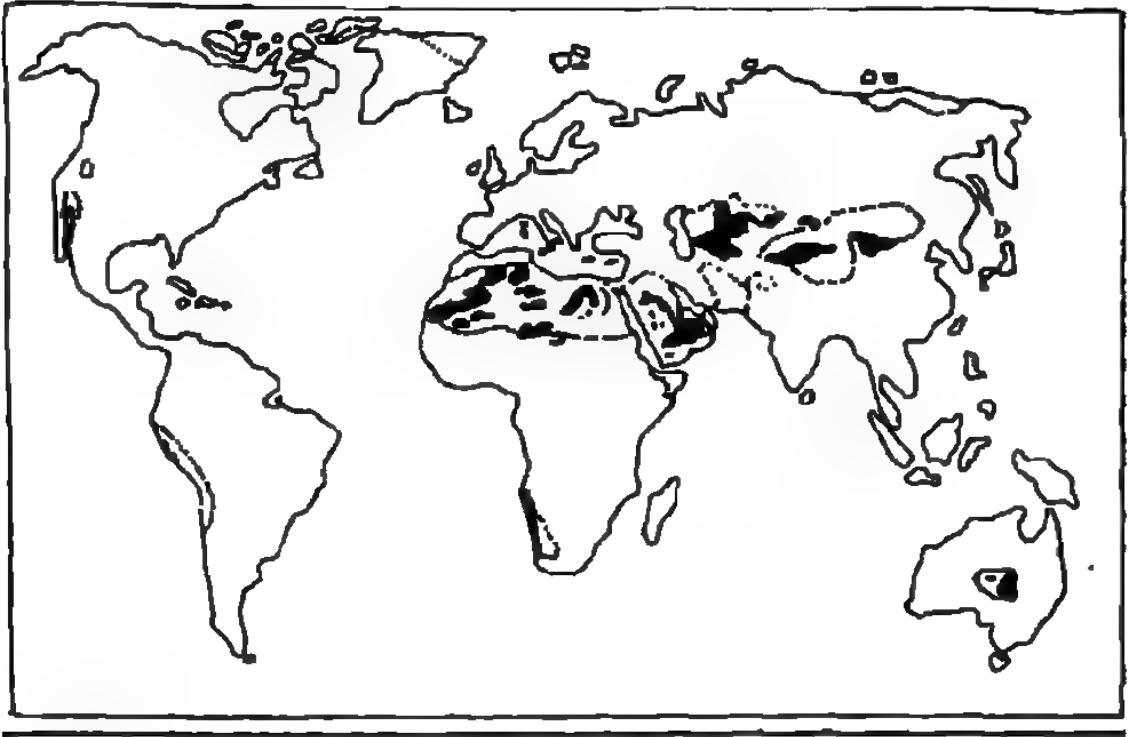
وتقسم العروق الرملية إلى ٣ مجموعات: (١) مجموعة حرة ونشطة. (٢) مجموعة تنمو بها النباتات الطبيعية وتكون نشطة أيضاً. (٣) مجموعة مثبتة بالنبات الطبيعي.

#### (٤) النباك Hillock :

هي شكل من أشكال الإرساب التي كونتها للرياح، وتعرف بأنها التلال من أصل نباتي *Phytogenic hillocks*، حيث تمثل النباتات الطبيعية المتناثرة في الصحاري وعلى السواحل عقبة أمام جرف الرياح للرواسب الرملية، مما يؤدي إلى إرساب الرياح للرمال وتكوين النباك، صورة (٢٠).

وتمر للنباك بعدة مراحل، تبدأ أولاً بوجود النبات في مرحلة الإنبات دون وجود أية تجمعات رملية حوله، وهذا بسبب وجود الارتفاعات البسيطة والمسافة ضيقة لدمو للنبات في هذه المرحلة، وتكون لكل مقاومة للرياح. وفي المرحلة التالية ينمو للنبات، وهذا يؤدي إلى تجمع الرمال حول النبات مكونة بذلك تل يرتفع فوق مستوى الأرض (Batanouny, 1968, p.244). وتستمر عملية تراكم الرمال حول النبات ويصل إلى حد معين يتناسب مع مقدار الغطاء النباتي وارتفاع النبات. وقد يحدث أن يتعرض النبات للضمور والشيخوخة ويتدهور النبات أو يموت، مما يعرض هذا المظهر الجيومورفولوجي لبدائية التحت والتقويض مرة أخرى ويصل بذلك إلى المرحلة النهائية، حيث يتم تخفيضه وتقليل مساحته ونقل رماله بفعل الرياح.

ويبلغ ارتفاع النباك ما بين ٣-١٠ أمتار، ويكون لها نيل يمتد في ظل للرياح أو في اتجاه منصرف للرياح، وجوانبها شديدة الانحدار (Warrall, 1974, p.300).



After: Wilson, 1973.

توزيع مناطق العروق الرملية النشطة في العالم  
شكل (٦٣)

وقد سجل المؤلف مثل هذه الظاهرة في منخفض الخارجة إلى الجنوب الشرقي من باريس، ووجد أن متوسط طولها ٤,٧ متر، وعرضها يقارب الطول، ومتوسط الارتفاع يبلغ ٢,٥ متراً.

#### (٥) لـتموجات الرملية Sand ripples :

هي رمال مفككة متجانسة الحجم نسبياً، تأخذ هيئة موجة على سطح الصحراء وتأخذ اتجاهات متأثرة باتجاه الرياح. وترتبط طول الموجة بين هذه الملامح بسرعة للرياح، حيث تزيد طول التموجات بزيادة سرعة الرياح (Bagnold, 1937, p.431) ومن خلال تجربة قام بها باجنولد على عينة من الرمال بأحجام ٠,٢٥ سم وجد أن طول الموجة تراوحت بين ٢,٤ - ١٢ سم، وأن سعة الموجة (لو ارتفاعها) يبلغ ١ من مقدار طول الموجة.

٧

وقد وجد باجنولد أن هذه التموجات الرملية تنشأ من عملية التذبذبات Fluctuations على مقياس صغير في معدل زحف الرمال على السطح المحلى والموضعي، ويحدث نوع من التصنيف وتأثير للتدرج خلالها نتيجة الاختلافات للمطية. وينشأ هذا الاختلاف بسبب اختلاف زلوية تصادم الحبيبات مع السطح والذي يرجع إلى تموج السطح نفسه، وينتج عن ذلك قذف الحبيبات والتي تصنف تبعاً. ويؤثر ذلك على السطح وعلى مدى ومقدار الممر الذي تقطعه الرياح باتجاه المنصرف، ويسبب ذلك مزيداً من التموج على السطح.

ومن خلال قياسات أجراها هاردينج كنج على التموجات الرملية في منخفض الخارجة، وجد أن طول التموجات تراوحت بين ١-٢٢,١ متراً (King, p.191).

#### (٢) للويس :

هي عبارة عن رواسب ناعمة، حبيباتها من الطين الناعم Fine loam وتعرف باللويس Loess تختلط بها حبيبات الطين الأخضر ولكنها تكون أنعم من الرمل. ونظراً لصغر حجم الحبيبات فإن الرياح استطاعت نقلها من المناطق الأصلية التي

تجمعت بها الرواسب الجليدية في عصر البليستوسين ولواتل الهولوسين في كل من أوروبا وشمال وشرق الولايات المتحدة الأمريكية، والمسافات طويلة تعد بالآلاف الكيلومترات. وقد تم إرسابها في مناطق الحشائش، وعمت الأمطار على تثبيت هذه الرواسب. وتوجد للرواسب كميات كبيرة، يصل سمك الرواسب بضعة أمتار، وقد يصل السمك إلى عشرات الأمتار.

وتغطي رواسب اللويس المنتشرة في العالم نحو ١٠% من مساحة سطح الكرة الأرضية، وتتراوح أحجام رواسبها بين ٠,٠١ - ٠,٠٥ ملليمتر (Middleton, 1997, p.427) وتتوزع رواسب اللويس في العروض الجافة الآن أو الرطبة، وتوجد على هوامش النطاقات الصحراوية للنائية.

ففي أوروبا يمكن مشاهدتها في وادي نهر الراين، وفي الولايات المتحدة في وادي المسيسيبي وفي كنساس والسكا، وتوجد في الصين في الشمال في حزام كبير يعرف بهضبة اللويس.

وتتعرض تربة اللويس نفسها كأحد مظاهر الارساب الهوائية إلى عمليات نحت وتشكيل بعد استقرارها وتماسكها في مواضعها، وهذا يكسب السطح ملامحاً جديدة، ويجعل هذا السطح يمر بدورة تعرية خاصة به. وقد اشار لوبك (Lobecke, 1939, p.391) إلى أن ملامح النحت في رواسب اللويس تمر بمراحل ثلاث.

وتمثل مرحلة الشباب للمرحلة الأولى لمراحل النحت، ويكون السطح مستوياً مشكلاً بذلك سطحاً هضبياً كما في هضبة اللويس في شمالى الصين، تظهر بها حفر صغيرة وآبار مياه طبيعية، وتعمل الأودية الاختودية والمسيلات والأودية الخانقية على نحت سطح تربة اللويس المتماسكة. وتعمل حركة المياه المتسربة على زيادة المسامية porosity وتزداد قدرتها تدريجياً على النقل الميكانيكي للحبيبات الناعمة المكونة للتربة، وتتكون كهوف صغيرة، وتزداد اتساعاً بالارتفاع إلى أعلى ويتكون في النهاية ما يعرف باسم آبار اللويس Loess Wells.

وحينما يصل سطح اللويس إلى مرحلة النضج تنبع المسيلات والمجاري



العميقة وتصبح جوانبها شبيهة بطبوغرافية الأراضي للوعرة والحفر العميقة في سطح الهضبة وينقسم السطح بسبب كثافة النحت للرأسى والتوسيع الأفقى إلى أجزاء منخفضة وأخرى متخلفة تشبه القواطع وتعرف بقواطع اللويس Loess dykes.

لما فى مرحلة التشيخوخة وهى المرحلة الأخيرة لتطور هضاب اللويس فإن معظم السطح يتم إزالته، وتتخلف بعض الأشكال للعديدة مثل الأشكال التى تأخذ هيئة مخروطية، وتشبه للتورته، أو تأخذ أشكالاً ناعمة تفصل بينها قيعان لودية متمعة، والتى كثيراً ما تستخدم كطرق.

ويرجع تكون هذه الرواسب إلى العصور الجليدية فى عصر البليستوسين حيث نقلت المكونات الجليدية من عند نهايات للثلجات والأودية الجليدية، وفى أثناء فترة الدفئ كانت الرياح تقوم بنقل الرواسب الناعمة إلى مناطق تبعد عن مواضعها بآلاف للكيلومترات، ويتم إرسائها فى بيئة حشائش فتعمل على تماسك راسب اللويس. ولهذا فإن راسب اللويس تعود إلى ٢٢٠٠٠-١٨٠٠٠ سنة ماضية (Middleton, 1997, p.428)

### البلايا Playa

يطلق لفظ البلايا على بطائح الماء التى تتجمع فيها مياه للتصريف الداخلى فى الصحارى، وتتميز باستوائها ورواسبها النقية، وتخلو مناطق للمياه فيها من المياه للنباتية (الغنيم، ١٩٨١، ص ١٤). ويطلق هذا المصطلح بشكل عام على مجموعة من الانخفاضات الطبوغرافية، والبحيرات والرواسب للبحيرية، وقد قدر بأن هناك ٥٠٠٠٠ بلايا موجودة على سطح الأرض، معظمها ذو مساحة صغيرة، وتتراوح مساحات للوحدة هذه للغالبية ما بين بضعة كيلومترات مربعة أو أقل من ذلك (Neal, 1975, p.1)

وتختلف مسميات هذه للظاهرة فى بيئات للعالم المختلفة، فهى فى شبه

الجزيرة العربية تعرف باسم المسيح، والروضة، والقاع، والخبراوات، والسباح، حيث أن خصائص كل هذه الأشكال تتطابق مع الملامح العامة التي تحمل لفظ بلایا الدال على أحواض التصريف الداخلي في الصحارى (الغليم، ١٩٨١، ص ٩٣)، وتعرف باسم Nor في صحراء منغوليا، وباسم Pan في جنوب إفريقيا، وباسم playa في صحارى أمريكا الشمالية، وفي إيران باسم kavir، وفي بيرو باسم Salar، وفي استراليا باسم بحيرة البلايا Playa Lake.

وتبدو من معظم الدراسات أن البلايا تشغل مواضع منخفضة أو أخفض المواضع في المنخفضات التكتونية الناشئة أو المنحوتة بفعل العوامل الخارجية.

وقد ذكر شو وتوماس Show & Thomas ١٩٩٧ أصل الأحواض المنخفضة في العروض الجافة، منها الأحواض ذات التحكم البنائي سواء بفعل تكوين الصدوع، أو تكوين الأخابيد، أو للكسور الهابطة، أو خطوط الكسور وغيرها من ملامح البنية ذات المظهر الهابط عما يجاوره. ومنها أيضاً منخفضات النحت، سواء بفعل التآرية أو الاذابة بالمياه الباطنية وتكوين الكارست. والعامل لثالث هو خطوط التصريف المائي ونواتج النحت الذي تقوم به، ثم التموجات في السطح وظهور المواضع المنخفضة.

### نشأة البلايا :

تتحكم عدة عوامل في نشأة البلايا في الصحارى، منها العامل الجيولوجي، حيث نجد أن للمواضع الصدعية المنخفضة تعمل على إيجاد مناطق صرف داخلي تتجمع فيها الرواسب مكونة بذلك أشكال البلايا، ويظهر هذا العامل متحكماً في كثير من البلايا في هضبة نجد. كما أن كثير من المنخفضات والأحواض التكتونية في الصحراء الغربية في مصر وفي منطقة اللوثة في نجد، وفي منطقة القصيم تظهر بها البلايا بأنماط متعددة، ومن أمثلتها قاع صلاصلا، ومنطقة الزلفى، وقناع قصيباء.

وتتحكم عملية التصدع وهبوط سطح الأرض في تطور الأحواض الإقليميّة العظمى ذات التصريف الداخلي في المناطق الجافة وشبه الجافة الآن، وهذه تساعد على تكوين البلايا بها، مثلما الحال في الحوض العظيم الذي يشغل جزءاً من ولاية كاليفورنيا ومن ولاية يوتا ولوريجون (Shaw & Thomas, 1997, p.298).

وتؤثر أنماط الكسور الموجودة في القشرة الأرضية في تطور البلايا بطريقتين، الأولى هي أن ملامح البنية الخطية تحدد الهوامش والحدود الخارجية والإطار العام للصدوع الرئيسية التي تحكم تكوين المنخفضات، والطريقة الثانية هي أن البنية الخطية تقوم بدور القنوات والأنابيب لحركة المياه الجوفية، وتمثل مواضعاً لتطور برك صغيرة والتي تعتبر من ملامح البلايا، ومن أمثلتها تلك الموجودة في السهول العليا في تكساس (Ibid, p.299).

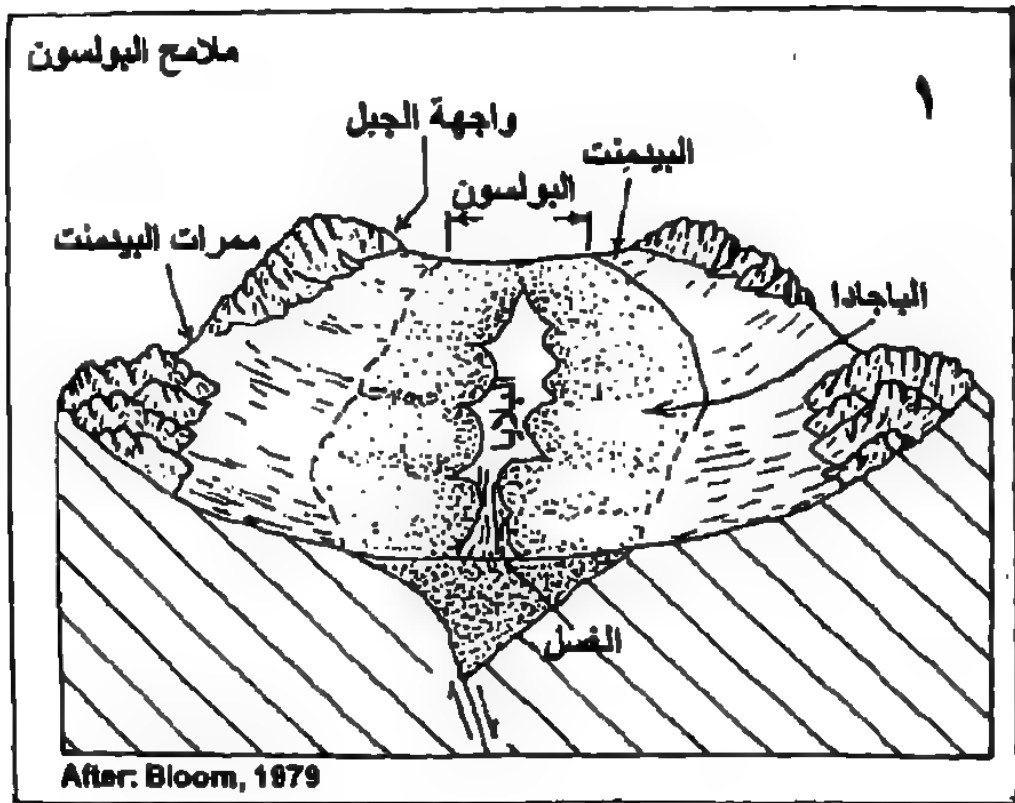
ويلعب العامل الطبوغرافي دوراً مؤثراً في تكوين البلايا كما في شكل (٦٤)، فالمناطق المنخفضة والتي تتميز بالاتساع تتكون فيها البلايا، ويؤثر الانحدار في هذه الحالة، حيث يتم إرساب المواد الخشنة أولاً ثم الناعمة، وفي نهاية أطراف منطقة الإرساب تتجمع الرواسب الطينية والصلصالية مكونة مظهر البلايا. كما تشغل بعض البلايا أجزاء من مجارى الأودية الجافة في شبه الجزيرة، وتكون في مناطق متسعة تعرف باسم القيعان، والتي تتكون فيها البلايا ومن أمثلتها في مصر البلايا الموزعة على طول وادي فيران في شبه جزيرة سيناء وهي عبارة عن رواسب بحيرية قديمة، ومنها القيعان الموجودة على طول امتداد أودية جبل طويق، وإلى الشرق منه وبينه وبين مضبة الحرمة، وإلى الغرب من نفود السر فيما بينها وبين صفراء السر. كما تتكون أيضاً للبلايا عند الأطراف النهائية لمنطقة البجادا (أو البهادا) في مناطق السفوح التي تتراص عند قدامها للمرواح الفيضية مكونة مظهر البيدمونت الذي ينقسم إلى جزئين، الأول نحى المظهر ويعرف بالبيدمنت Peadment والثاني إرسابي ويعرف بالبجادا، ومن أمثلتها في مصر الحافة الشرقية لسهل القاع في شبه جزيرة سيناء.

ويؤثر المناخ بفعالية كبيرة في نشأة وتكوين اللبلايا، حيث أنها تتكون أساساً في ظروف جريان مائي والذي يكون ناتجاً عن الأمطار، سواء في الأوقات الحالية أو في الماضي البعيد في عصر البليستوسين الذي سادت فيه أمطار غزيرة. كما تتطلب عملية تكوين اللبلايا شدة للتبخر، وقد أشار نيل (Neal, 1975, p.2) إلى أن اللبلايا تكون جافة معظم الوقت، وتتطلب ظروفاً مناخية ترتفع فيها معدلات التبخر السنوي، وأن تكون نسبة للتبخر إلى مقدار التساقط تصل إلى ١٠ : ١، وهذه الظروف لا توجد إلا في البيئة الجافة وشبه الجافة، وفي المناطق الانتقالية للمناخية الأكثر رطوبة.

### خصائص اللبلايا :

تنتم اللبلايا بخصائص مساحية مميزة، حيث قد تشغل مساحة صغيرة جداً بحيث لا يتعدى طول هذه المساحة ٨ - ٦٥ متراً (Neal & Motts, 1967, p.522). وقد يزيد عن ذلك ليصل إلى عشرة كيلو مترات، وعرضها يصل إلى ٥٠-٧٥% من مقدار طولها، وإن كان يقل عن ذلك في اللبلايا التي تأخذ شكلاً طولياً متأثرة بعامل البنية الجيولوجية المتحكم في نشأة للمنخفضات القابعة فيها لللبلايا. أما من حيث المساحة فهي متفاوتة بدرجة كبيرة أيضاً، حيث تتراوح ما بين بعضة أمتار مربعة وبين ٩٠٠٠ كم<sup>٢</sup> (Cooke & Warren, 1973, p.217).

وتتميز أسطح اللبلايا بالاستواء أو شبه الاستواء، ولهذا فإن معظم سطوحها تتراوح درجة انحدارها بين أقل من ٥١° و ٥٢°، وقد نقل عن ذلك، وتتكون لللبلايا من رواسب رملية طينية أو طينية رملية أو صلصالية، وهي عامة رواسب ناعمة تستطيع أن تحملها المياه من أعلى إلى أسفل وتنقلها لأبعد مسافة بعيداً عن مصدرها الأصلي.



ملاح البولسون وتوزيع رواسب اللويس في العالم  
شكل (٦٤)

ويصنف سنيدر (Snyder 1962, p.116) اللبلايات على أساس للنظام المائي إلى عدة أنواع. فاللبلايا الرطبة : منها الرطبة، ومنها ما هي عبارة عن بركة أو بحيرة ملحية salt pan، ويضيف إليها ستون Stone أن اللبلايا الرطبة إما أن تكون نو قشرة ملحية أو نو قشرة من الطين Clay. أما للمجموعة الثانية التي أوردتها سنيدر حسب تقسيمات فوشاج Foshag، وثومبسون Thompson وجسايجر Jaeger، وستون Stone فهي اللبلايا الجافة: ومنها اللبلايا الجافة، أو بلايا الغرين الخالية من الأملاح، ومنها بلايا الرواسب الطينية clay والبحيرات ذات الرواسب من نوع الغرين Lime وهذه تمثل الأنواع الأساسية للبلايا المنتشرة في العالم.

أما نوع سطح للبلايا فقد يكون صلباً، تغطيه قشور جافة، ملساء ناعمة أو مغطاه بالقشور من فوقها ومن أمثلتها بلايا بحيرة روجرز في كاليفورنيا بالولايات المتحدة. وقد يكون السطح صلباً مغطى بطبقات من المتبخرات وينفس الهيئة السابقة الملساء أو ذات القشور. (Neal, 1968, p.74) ومن أمثلتها بلايا وادي الموت. أما النوع الثالث لاسطح للبلايا فهو السطح اللين، ويكون السطح العلوي مبللاً، وهيئة السطح إما أملس أو نو قشور ملحية، ومن أمثلتها اللبلايا العديدة في يوتا بالولايات المتحدة .

## الفصل الثامن

### التعرية بالمياه الباطنية





## التعرية بالمياه الباطنية

تتكون المياه الجوفية بفعل تسرب المياه الساقطة من الأمطار، وتنبع التربة والصخور بالمياه والتي تتسرب بفعل الجاذبية الأرضية التي تعمل على هبوط المياه من أعلى إلى أسفل، ويساعد على ذلك زيادة اتساع مسامية الصخور، وتتحول المياه بذلك من مياه سطحية إلى مياه جوفية. وتزداد كمية المياه المتسربة بازدياد كميات الأمطار الساقطة على الإقليم، وإذا قلَّت كمية متسربة نجدها في المناطق الصحراوية، بينما أكبر كمية نجدها في الأقاليم المطيرة خاصة للعروض الاستوائية والمدارية.

ويؤثر شكل الأرض أيضاً على كمية المياه المتسربة، فزيادة الانحدار تقل المياه المتسربة، ومن هنا تقل الكمية المتسربة في حالة سقوط الأمطار على السفوح والمنحدرات مقارنة بالأمطار الساقطة على المناطق ذات السطح المستوي سواء هضاب أو سهول. وتؤثر البنية الجيولوجية في هذه العملية حيث إذا زادت كثافة الصدوع والبنية الخطية والفواصل والشقوق في الصخور قلَّت كمية المياه المتسربة إلى باطن الأرض.

وفي المسافة التي تقطعها المياه من سطح الأرض حتى تصل إلى الباطن يحدث لها جرياناً باطنياً تقوم بنحت وتشكيل للصخور وتحولها إلى أشكال أرضية متباينة ومنها الكارست والكهوف والأودية والمنخفضات وغيرها كثير، ويمكن تناول الأشكال الكارستية بشئ من التفصيل.

### الكارست :

تعريفها : هناك عدة تعريفات أو مفاهيم لظاهرة الكارست Karst، فهي كما حددها جنج عام ١٩٧١ من حيث الشكل Form لأنها أرض لها خصائص محددة من حيث التضاريس والتصريف المائي، وهي عالية للنفاذية وذات صخور سريعة

الاستجابة للإذابة بفعل المياه أكثر من أى مكان آخر.

وقد يُعرّف البعض الكارست بأنها هي مرآف لمظهر السطح ذو الصخور الجيرية، وإن كان يشترك معها بعض الأشكال الأخرى، وأنها مظهر للسطح فوق صخور الجبس والملح والدولوميت وجليد التلجالات.

وتحدد الكارست أيضاً لشكال أرضية جافة، تتميز بتصريف مائى باطنى أكثر منه تصريفاً سطحياً للمجارى المائية. وإن كان هذا التعريف قاصراً فى أن المظهر الجيومورفولوجى ينظر إليه أساساً بأنه للموثر وليس مسبباً للإذابة وقابلية الصخر لهذه العملية الكيميائية (Bloom, 1979, p.137).

تتوزع مناطق ظاهرات الكارست فى العالم فى غنينا الجديدة وجزر جنوب شرق آسيا فى الفلبين وإندونيسيا. ويوجد حزام فى غربى المحيط الأطلنطى يشمل شبه جزيرة فلوريدا وأمريكا الوسطى وجزر الهند الغربية إضافة إلى حزام البحر الأديانى كلها ويعرف بحزام الكاريبى، وكلها تمثل نطاقاً لنمو للصخور المرجانية التى تتناسبها العروض الاستوائية والمدارية، حيث مساعد عامل إنخفاض مستوى البحر على تكوين الكهوف فى هذه المناطق كما سيأتى فيما بعد. هذا بالإضافة إلى المناطق التى تعرضت لأمطار عصر البليستوسين للجزيرة والتى أصبحت الآن أراضي جافة.

### العوامل والعمليات المتحكمة فى نشأة الكارست

نشأ ظاهرة الكارست فى ظل عوامل وعمليات متعددة يمكن التعرف عليها بالشكل الآتى :

#### (أ) المناخ :

توجهت أفكار الجيومورفولوجيين نحو أهمية الضوابط المناخية فى عمليات الكارست Karst processes فى العقدين ١٩٢٠ و ١٩٣٠ حيث وجه الاهتمام إلى

دراسة للكارست الموجودة في جنوب الصين واندونيسيا في البيئة المدارية، كما أشارت الدراسات أيضاً إلى أن الاختلافات الأساسية الناتجة عن تحكم المناخ توجد في المناخ المداري المطير حيث مظهر تلال البيبينو Pepino أو برج الكارست Tower Karst والتي تمثل نتاجاً للعمليات التي تقوم بها المياه الناتجة عن الأمطار.

وتتفاوت كثافة عمليات الكارست حسب النطاقات المناخية، فالمناخ يؤثر على درجة الحرارة والتي تحكم عملية الإذابة والمحتوى للمحلول. ففي الأقاليم القطبية تقل أو تتعطل عمليات الكارست وذلك بسبب ضعف التجوية الكيميائية التي تحدث بمعدلات منخفضة بسبب انخفاض درجة حرارة المياه. فالبكتريا تقوم بتفويض الجبال، وفترة للجريان السطحي للمياه قصيرة، ويتكون الصقيع معظم السنة كل ذلك يقلل من تسرب المياه إلى باطن الأرض.

لما في الأقاليم الباردة الرطبة فقد وجد أن للمياه الناتجة عن ذوبان الثلجات في جبال روكي في كندا إلى الشمال من خط الأشجار قد تشبع بكاربونات الكالسيوم بتركز عند ٥٠-٩٠ ملليجرام/ اللتر وأن كمية قليلة من ثاني أكسيد الكربون ( $CO_2$ ) هي التي حدث لها إذابة، بينما إلى الجنوب من خط الأشجار وجد أن المياه لم تصل إلى التشبع ووصل تركيز كربونات الكالسيوم ١٠٠-٢٦٥ ملليجرام/ اللتر وإن المياه من الممكن أن تحمل ١٠٠-١٤٠ ملليجرام / اللتر من كربونات الكالسيوم (Bloom, 1979, p.142) وهذا يعني أنه إلى الشمال من خط الغابات تتوقف عملية الإذابة عند حد معين كاحدى عمليات التجوية الكيميائية، في حين إلى الجنوب من خط الأشجار يصبح للمياه القدرة على إذابة الصخور وحمل نتاج التجوية في شكل عالق أو مذاب بالمياه وبكميات أكبر وبتركيز على ما يساعد على تكوين الكارست، شكل (٦٥).

لما في العروض المناخية شبه الرطبة وشبه الجافة وفي نطاق السافانا أيضاً فإن الكارست تتشكل، حيث تتكون نتيجة للرطوبة للجزيرة. ففي الفصول الحارة أو



الجافة تتحرك المياه الجوفية من أسفل إلى أعلى لتصل إلى تربة الحشائش، وتقوم بارساب الكربونات أكثر من قيامها بعملية التفكك لهذه المكونات، وينتج عن ذلك تطور ملامح وأشكال إذابة صغيرة فقط ولا تساعد على تكون الكارست بكامل هيئتها، ولهذا فإن الكارست الموجودة في الصحارى الآن هي نتيجة لأمطار وأحوال مناخ رطب في الماضي ساد هذه الصحارى وليست حركة المياه في التربة الآن.

وفي العروض التى تسود فيها الغابات المدارية المطيرة تتكون وتتطور ظاهرة الكارست بشكل ليس له مثيل فى أى منطقة أخرى. فالغلاف الهوائى أسفل الغابة يكون غنياً بثانى أكسيد الكربون ( $CO_2$ ) للجوى خاصة عندما تكون حرارة المياه  $30^{\circ}C$ ، وتبلغ الكمية ثلاثة أمثال إذا وصلت درجة حرارة المياه صفر أى عند التجمد، ولذلك تختلف درجة تشبع المياه وفدريتها على التجوية للكميائية للصخر باختلاف درجات الحرارة فى البيئات المناخية المختلفة.

#### (ب) نوع الصخر وبنيته :

ترتبط العمليات الباطنية للمشكلة لظواهرات الكارست وما يرتبط بها من ملامح جيومورفولوجية دقيقة بالصخور الجيرية والدولوميت، وهى أنواع لها انتشار واضح على سطح الكرة الأرضية، حيث تمثل ٥-١٥% من وزن الكتلة الكلية للمكونة للصخور الرسوبية. كما تكون صخور المتبخرات evaporites نحو ٥% أيضاً، ولهذا نجد على سبيل المثال أن ما مساحته ١٥% من الولايات المتحدة بها أراضي كارستية منخفضة فى الصخور أو على مقربة من السطح.

ويتكون مظهر الكارست فى مناطق ذات صخور جيرية حيث تكون قابلة للإذابة، وحدث تحول للجريان المائى من جريان سطحي إلى جريان باطنى، وحدث الانهيارات الأرضية لأسف الكهوف والسطوح العليا للكارست.

وبلاحظ أن للصخور الجيرية التى تتكون فيها الكارست معظمها تتكون من الجير النقى، حيث تصل نسبة كربونات الكالسيوم بها فى جبال الألب الدينارية ٨٠-٩٨% من مكونات الصخور الجيرية.

كما أن خصائص الصخر من حيث التبلور، وطباقية الصخر، ووجود كسور في الصخور التي يحدث لها إذابة كلها تعتبر عوامل بدائية تساعد على الإذابة وإن معظمها بحكم عمليات تكوين الكارست. فالنفاذية permeable العالية للصخور الجيرية خاصة الطبائير تحث على فتحات واسعة تمر من خلالها المياه. وتساعد الفراصل الرأسية المتقاطعة التي تنتشر في الصخور الجيرية على توصيل تركيز المياه من أعلى إلى أسفل وتصبح حركتها في الباطن وحيث تمارس نشاطها في تكيفك الصخر وإذابته وتكوين ممرات ذات فتحات مفتوحة. ويعمل تسدفق المياه باطنياً على تصميم وتوجيه محاور الكهوف.

### (ج) العامل الحيوى Blotic effect :

تعمل البكتريا على تفويض وهم مادة الدبال الموجودة بالتربة الغنية بثاني أكسيد الكربون  $CO_2$  ، ولذلك فإن النباتات والحيوان يؤثران في عملية النحت الكيميائي بشكل مباشر، وقد سجل فولك وزملاؤه Folk et al. عام ١٩٧٣ أشكال سطح كارستية دقيقة أو صغيرة في جزيرة جراند كايمان Grand Cayman وأطلق عليها كارست نباتية Phytoykars حيث يصبح السطح اسفنجى بسبب فعل جذور النباتات في النحت وتآكل وتفتك الصخر، وتغطي الطحالب السطح ويتعمق تأثيرها حتى عمق ٠.١ - ٠.٢ ملليمتر. كما وجد أن صخور الفوسفات تملأ تجويفات الكارست في الصخور الجيرية حتى عمق ٢٠ متراً بفعل تأثير فضلات الطيور البحرية مثل طيور الجوانو guano الشبيهة بالديك الرومى في جزر المحيط الهادى.

### (د) تكوين الجليد وانخفاض مستوى البحر :

تحكم تكون الجليد في الزمن الرابع في مقدار مستوى البحر، وعمل ذلك على هبوط مستوى البحر عن المستوى الحالى، فأنكشفت أجزاء كثيرة من أشكال سطح الأرض الكارستية التي كانت مغمورة في السواحل ذات الصخور الجيرية، وملأت المياه العذبة هذه الملامح وتطورت. ويمكن أن نلاحظ ذلك في عدة مناطق. ففي جزر البهاما توجد كهوف على عمق ٤٥ متراً حيث توجد الحفر الزرقاء blue

holes الآن بها بالمئات أو آلاف الحفر، والتي يذكر البعض أنها تكونت أثناء العصر الجليدي حينما انخفض مستوى البحر عن مستواه الحالي. وتعتبر مناطق التزود بالمياه في الأوقات الحالية للأغراض البشرية في بعض المناطق مثل شبه جزيرة فلوريدا أو اليونان إنما تمثل في حقيقة الأمر مواضع حفر كارستية تجمعت فيها المياه العذبة الناتجة عن سقوط الأمطار ثم تدفقها بين الطبقات الصخرية تحت مستوى البحر ويشبهها في ذلك الكارست على ساحل ليمانيا غرب يوغسلافيا السابقة (وكراتيا الآن).

### خصائص الكارست :

تتسم الكارست بخصائص مورفولوجية سواء من حيث الأبعاد أو الشكل. فمن خلال دراسة قام بها ميخائيل داي (M.Day, 1976, p.116) والذي قام بتجميع نتائج ١٥ دراسة سابقة اتضح منها أن كثافة المنخفضات الكارستية بين ٠,٥٧ منخفض/ كم<sup>٢</sup> في بريستول بولاية فرجينيا في الولايات المتحدة كأقل قيمة للكثافة وبين ١٦٦ منخفض/كم<sup>٢</sup> في منطقة ملهم في يوركشير بالولايات المتحدة.

### جدول (٢١)

#### كثافة المنخفضات الكارستية في بعض مناطق دول العالم/كم<sup>٢</sup>

المنطقة	الدولة	الكثافة	المنطقة	الدولة	الكثافة
نيوجينيا	نيوجينيا	١٣,٥-١٣,٥٥	ميكس لوبس	ميسوري U.S.A	٢,٢
مغذب	بريطانيا	٧٠	تسي	الولايات المتحدة	٠,٦٥
لرنيجاليت	فنلندة	٥٧	فلوريدا	الولايات المتحدة	٢٠,٠٩-٠,٤٢
دورست	بريطانيا	٩٩	بريستول	الولايات المتحدة	٠,٥٧
منطقة هيث	بريطانيا	١٥٧	بيساكو	فرنسا	٣١,٦
ملهم	بريطانيا	١٦٦	ج. ليريا	ج. ليريا	١,٠٤
نورلوك	بريطانيا	٥,٥	جنج (جاوة)	لندونيسيا	١,٩
شونا ندوة	ارجينينا بالولايات المتحدة	١,٦-٠,٥٨			

ويشير درلو Drew ١٩٨٥ إلى أن الأقاليم الكارستية التي وصلت إلى مرحلة التضج تكثر فيها أعداد حفر الإذابة Dolines والتي قد تصل بها للكثافة نحو ١٠٠٠ حفرة/كم<sup>٢</sup> (Drew, 1985, p.45).

### كثافة وأبعاد الحفر:

لشار كيمرلى عام ١٩٨٢ إلى أن كثافة الحفر تبلغ نحو ٢/كم<sup>٤</sup>، وقد تزيد عن ذلك لتصل إلى ٦,٢/كم<sup>٢</sup> أو ١٣,٩/كم<sup>٢</sup> (Kemmerly, 1982, p.1081).

أما عن أبعاد المنخفضات الكارستية الناتجة عن الإذابة فإن مساحتها تتراوح ما بين بضعة أمتار مربعة حتى مئات الكيلومترات المربعة، ويبلغ قطر المنخفضات المتوسطة ١٠-١٠٠٠ متر وعمق ١-١٠٠ متر والتي يشار إليها دائماً بحفر الإذابة أو للدولين Dolines (Drew, 1985, p.42).

### تصنيف حفر الإذابة :

يصنف ماركر وزملاؤه (Marker et al., 1983, p.27) حفر الإذابة حسب الطول والعرض والعمق إلى نوعين رئيسيين، النوع الأول وهي الحفر الصغيرة ويتراوح اتساعها بين ٢٠-٥٠ متراً، والعمق بها قليل أيضاً حيث يتراوح بين ٢-٧ أمتار، أما النوع الثاني وهي حفر الإذابة الكبيرة فتكون أكبر في الاتساع حيث يبلغ هذا الاتساع فيما بين ١٢٠-٢٢٠ متراً والعمق يكون فيما بين ١٠-١٢ متراً.

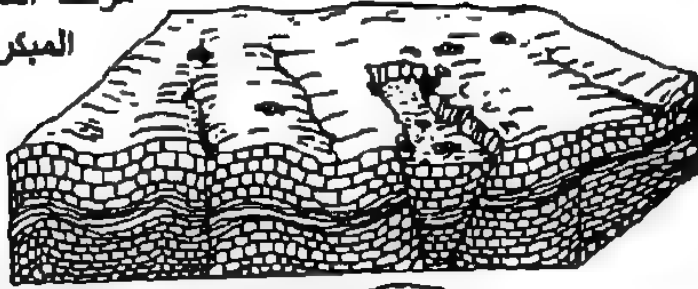
- أي أن أبعاد الحفر الكبيرة = ٥-١٠ مرات قدر الحفر الصغيرة.
- وعمق الحفر الكبيرة = ٢-٣ مرات قدر الحفر الصغيرة تقريباً.

### المراحل التطورية للكارست :

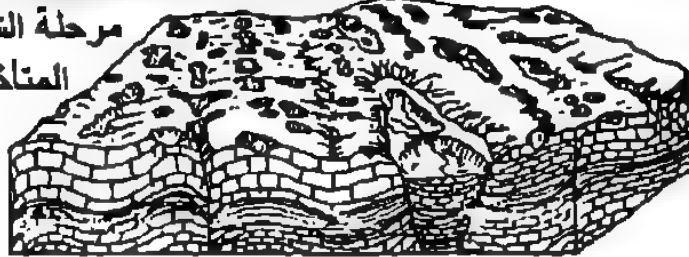
تمر ظاهرة الكارست في دورتها الجيومورفولوجية بعدة مراحل متتابعة لكي



مرحلة الشباب  
المبكر



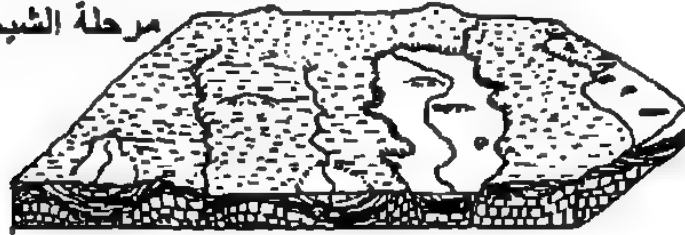
مرحلة الشباب  
المتأخر



مرحلة النضج



مرحلة الشيخوخة



ter: Lobeck, 1939, p.182.

مراحل تطور طبوغرافية الكارست  
شكل (٦٦)

تكمل دورة التعرية التي تمارسها المياه الباطنية وتشكل بها سطح الأرض. وتبدأ هذه المراحل بحدوث تحول للمياه ذات الجريان السطحي إلى مياه جوفية تمارس عمليات التجوية المختلفة، مكونة في النهاية جرياناً باطنياً. ويمكن تقسيم هذه المراحل للتطورية إلى أربعة مراحل، كما في شكل (٦٦) :

ففي المرحلة الأولى تتكون حفر مائية قليلة عن طريق المياه التي تجري في الأنهار السطحية، وتتقوى هذه المياه مواضع الضعف التكتوني وتتكون أيضاً في هذه المرحلة الأخاديد. ويكون مظهر السطح هنا عبارة عن محاور مجارى مائية سطحية، وحفر وتجويفات قليلة أسفل منها، وبعض المنخفضات الطولية التكتونية الهابطة، ويوجد فيما بين المجارى المائية السطحية وبعضها لبعض مظهر تضاريسي يعرف بالمحزرات وهي الأجزاء المرتفعة بين الأودية النهرية المنخفضة، وهنا يكون السطح قد خفض قليلاً بفعل النحت النهري ولم تظهر الأشكال الكارستية على السطح بعد، وتعرف هذه المرحلة بمرحلة الشباب المبكر early youth، ويوجد هذا المظهر في هضبة كنتاكي شمال شرق الولايات المتحدة. ويطلق عادة على المجرى المائي المنحوت اسم بولجي polje والذي يبلغ طوله ٤٠ كم في يوغسلافيا وتساوعه ٤-٨ كم (وفي كرواتيا الآن).

ومن للملاح الجيومورفولوجية الأخرى التي تظهر في هذه المرحلة هي الطبوغرافيا ذات الصخور الجيرية التي تكون في وضع صدعى أو لتوائى وقد تخلفت عن النحت المائي وظلت هذه الكتلة مرتفعة عما يحيط بها نظراً لأنها مقاومة لعملية الإذابة نسبياً.

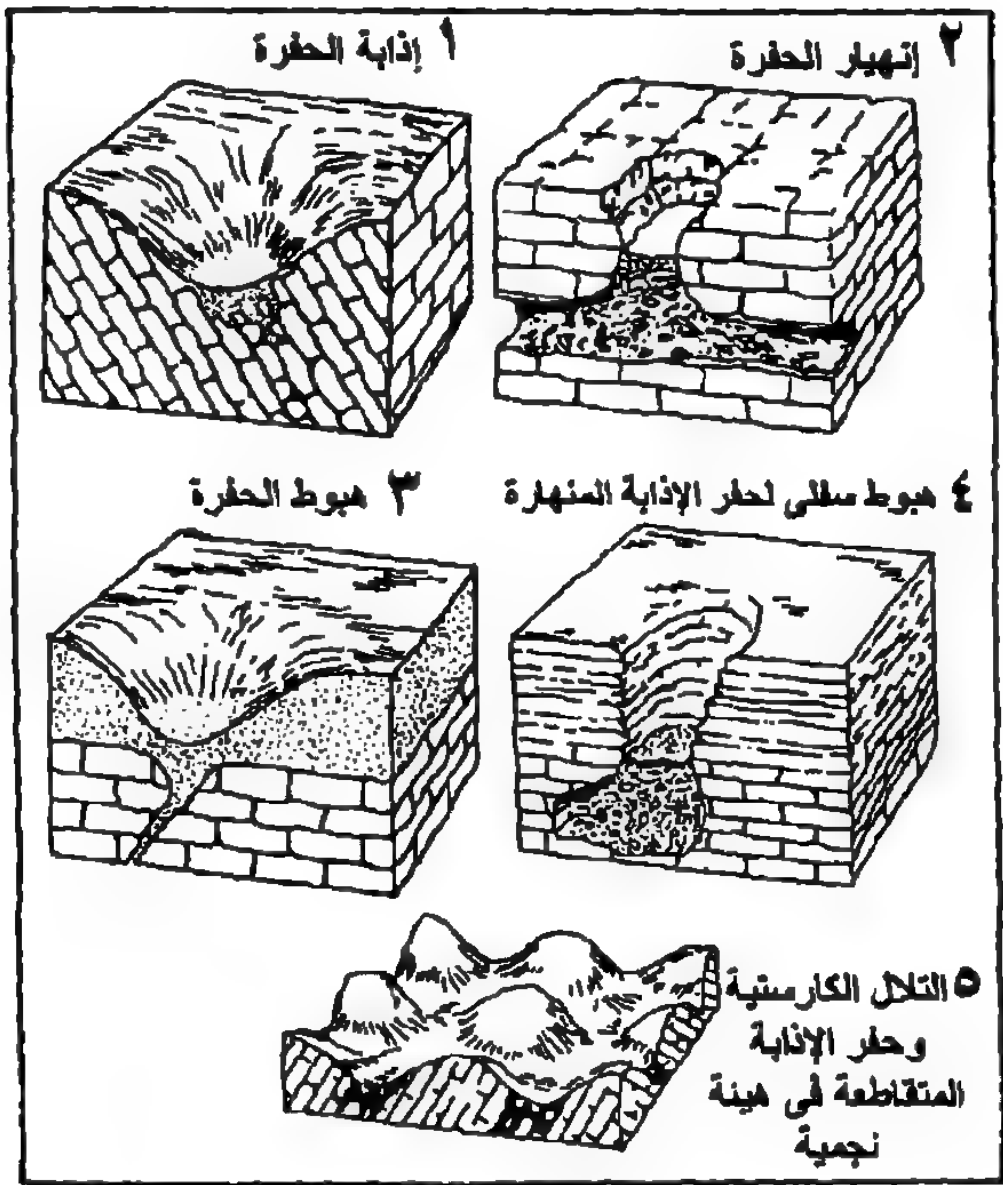
وملاح البولج Bolje أو Wang كما يطلق عليه في يوغسلافيا والذي يظهر في مرحلة الشباب في مظهر شائع الانتشار ومتسع الهيئة، وقاعه مسطحاً، وله حوائط جانبيه مغلقة وشديدة الانحدار أو ذات هيئة رأسية، وتوجد بالقاع بعض الحفر التي تملأها مياه فيضان الأنهار وتصرف فيها بعض المياه وتلقى فيها

الرواسب، ويصبح قاع هذا الشكل فى النهاية بمثابة بحيرة ضحلة. ويلاحظ فى يوغسلافيا أن بعض هذه البحيرات تفيض سنوياً بالمياه حينما يرتفع مستوى الماء الباطنى وتتزود منها الزراعة بالمياه اللازمة للرى خاصة فى موسم الجفاف أو قلة الأمطار.

وفى المرحلة الثقبية من مراحل التطور التى تعرف بمرحلة الشباب المتأخر late Youth، تحدث إذابة بمعدل أكبر للصخور الجيرية السطحية، وبذلك يتحول معظم الجريان السطحى إلى مياه باطنية وتتخلف عن ذلك أشكالاً منحوتة عبارة عن منخفضات قمعية الشكل Shape funnel تعرف باسم حفر الإذابة dolines، وتزيد أعدادها بشكل كبير وهذا يمثل الشكل الأولى لتشكيل مظهر الكارست، ويصبح الجريان هنا باطنياً. وقد تزداد أحجام الحفر بفعل عمليات نحت هوائها وجوانبها وبسبب انهيار الكهوف أيضاً. ويلاحظ أن العديد من هذه الحفر قد تتصل ببعضها وتكون بعد ذلك الأوفالات Uvalas (Lobeck, 1939, p.183).

وقد تعرف آرثر بلوم Bloom ١٩٧٩ على خمسة رتب من الأوفالات الكارستية أو الحفر أو النوافذ الكبرى كما تسمى، منها نوعان يختلفان عن بعضهما، الأول منها هو الشكل القمعى الناتج عن الإذابة doline solution التى تحدث فى الحفر والثانى شكل قمعى معكوس ناتج عن انهيار الصخر collapse، حيث أن صخور الشكل الأخير تكون غير قليلة للإذابة. والرتبة الثالثة هو الشكل القمعى الناتج عن الهبوط وليس الإذابة، وتمثل الرتبة الرابعة النافذة الناتجة عن الهبوط السفلى لصخور الكارست. أما للرتبة الخامسة لحفر الإذابة هنا فهى نوع قطع الخبز Cockpits وذلك بسبب شدة البياض الناصع للصخور الجيرية وصل سطحها بشكل أملس لو قد تعرف باسم النجوم المتداخلة رقم ٥ فى شكل (٦٧).

وتأتى مرحلة النضج Maturity بعد مرحلة الشباب المتأخر، ويتطور فيها السطح وتمود به حالة وعورة السطح نتيجة إذابة وإزالة أجزاء وتختلف صخور



fter: Bloom, 1979, p.150.

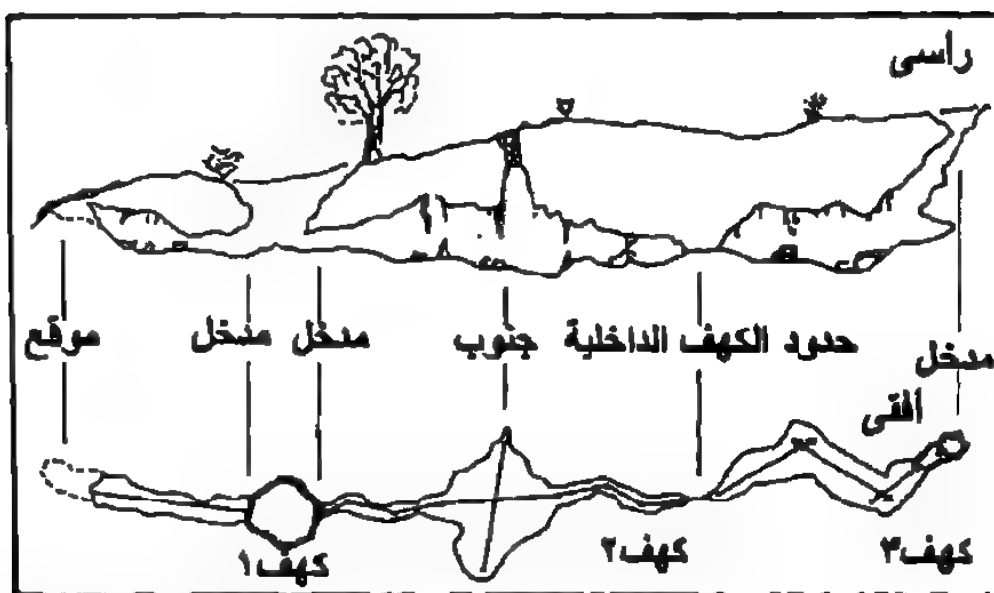
الرتب الخمس الرئيسية لحفر الإذابة الكارستية  
شكل (٦٧)

أخرى أشد مقاومة للإذابة، ويختفى السطح الأصلي كلية بسمك يتفاوت من موضع لآخر حسب الأجزاء المختلفة عن النحت كما في شكل (٦٦).

ففي هذه المرحلة تتعرض بعض من حفر الإذابة للتدمير الكامل، بينما الأراضي المحيطة بها تكون قد خفضت إلى مستويات أقل ارتفاعاً، وتبدأ لودية جديدة في الظهور وتغسلها المجارى المائية القصيرة نسبياً. وتظهر الصخور الطفل لولية طبقات أخرى غير منفذة للماء في مناطق كثيرة مكشوفة.

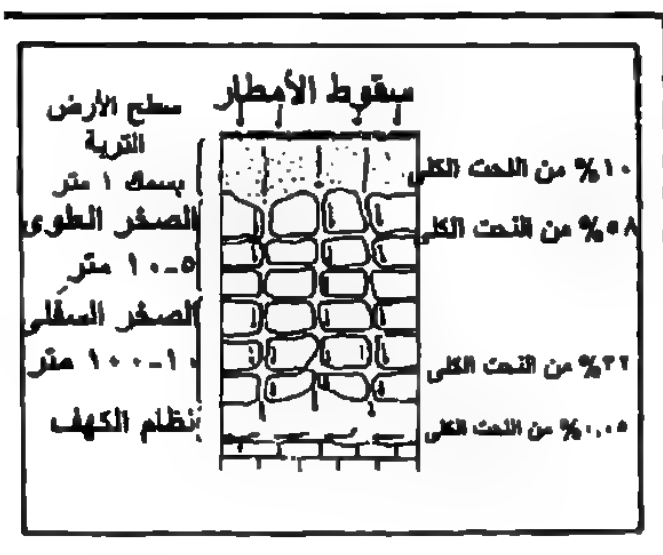
وبلاحظ أن التصريف المائي في هذه المرحلة لم يعد باطنياً، وتصبح المجارى المائية ظاهرة على السطح المنخفض الذي تم لحته وتجويفه وتتخلف تلال ظاهرة فوق سطح الصخور الجيرية وهي بمثابة بقايا وتكون عرضة لأن تستمر ظاهرة فوق السطح وبشكل غير منتظم، وتكون هيئة قباب عالية pinnacles ذات حافات ويجاورها لخدائية إذابة solution flutes لذا فإن المظهر الجيومورفولوجى في هذه المرحلة عبارة عن ، لودية سطحية وقياب ولخايد (Ibid., p.183) .

ويطلق على حافات الاخلاية اسم Lapies والتي تمثل نتاجاً للتجوية والإذابة على طول امتداد الفواصل، ويبلغ ارتفاع هذا للملح المنحدر ١٥ قدماً أو أكثر، ويكون شديد الانحدار بحيث يصعب عبوره بواسطة الإنسان العادى. وتصبح قيعان المجارى المائية المنحوتة (البولوجى) في هذه المرحلة أكثر اتساعاً وقيعانها سهلية ومستوية تماماً مع وجود بعض التلال المعزولة من أنواع الصخور الجيرية تعرف باسم hums، ويوجد مثل هذا المظهر من التلال في إقليم كومس في فرنسا ويطلق عليها كدوات وفي بورتوريكو يطلق على هذه التلال اسم تلال بيبيينو Pepino، ويبلغ ارتفاع هذه التلال هناك ٢٠-٢٥ قدماً، وتوجد بشكل مجموعات متجاورة، وانحدارات جوانبها غير منتظمة، مرتبطة في تلك باتجاهات للرياح وسقوط الأمطار المؤثرة على عملية الإذابة (أبو العز، ١٩٧٦، ص ٢٥٧).



After: Curl, p.805.

منسوب وخطة الكهوف من الداخل  
شكل (٦٨)



After: Drew, 1985.

مستويات نحت الكارست والتحول الجوفي للمياه وتكوين  
شكل (٦٩)

وفي مرحلة الشيخوخة Old Stage تصبح أنظمة للتصريف السطحي نظاماً سطحية عادية، حيث تشغل هذه المجارى مواضعاً منخفضة، وتحيط بها مسطحات أرضية منخفضة نسبياً تفصل بينها مناطق مرتفعة، أشبه بمناطق لو أراضى ما بين الأودية وتقوم بدور مناطق تقسيم المياه، وتتصرف المياه إلى المنخفضات المترامية لتكون بذلك للنظم النهرية المنفصلة، وينتشر الصخر غير المنفذ للمياه مشكلاً هذه المناطق المرتفعة وعلى مناسيب أعلى من التلال المتخلفة عن النحت والتي توجد في قيعان المنخفضات.

وفي محاولة أجراها كيمرلى وتوى Kemmerly & Towe, 1978, p.359 لمعرفة معدل لحت وتوسيع هذه المنخفضات بمناطق الكارست فى مقاطعة مونتجومرى بولاية تيسى وجدا أن ذلك يرتبط بنوع الصخور بدرجة أساسية. فإذا كانت الصخور مكونة من مادة اللويس (وهى التربة الناعمة) التى تماسكت فلإن معدل التوسيع يبلغ ٢م٠٤/ السنة، ويزيد المعدل فى الصخور الطينية إلى ٢م٠٧/ السنة، بينما يصبح أكبر من ذلك فى الصخور الطميية Silty حيث يكون ٢م١٠٤/ السنة، ولذلك فإن معدل النمو المساحى لها يبلغ ٤٠، ٧٠، ٢م١٠٠ كل قرن متن الزمان على التوالي، وانتهاء بذلك إلى أن عمر هذه الملامح الكارستية يرجع إلى ٢٥٠٠٠ - ٦٥٠٠٠ سنة ماضية قبل الميلاد، وأن شكل هذه الملامح يكون بيضلوياً.

### الكهوف : Caverns

تمثل الكهوف ملامحاً جيومورفولوجية تنتج عن عمليات الإذابة بفعل تحول المياه من مياه سطحية إلى مياه باطنية مؤثرة على الصخور الجيرية خاصة. وتظهر الكهوف فى معظم البيئات، فهى توجد فى البيئة المطيرة خاصة للعروض الاستوائية والمدارية نتيجة غزارة الأمطار وتأثيرها فى التجوية الكيميائية للصخور الجيرية. كما توجد الكهوف فى الصحارى والبيئات الجافة الآن نتيجة تعرض مناطقها لأمطار فى الماضى خلال عصر البليستوسين ومنها تلك الكهوف الموجودة فى صحارى غرب وجنوب غرب الولايات المتحدة، وتلك الموجودة فى الصحراء

الشرقية والغربية في مصر وفي شرق القاهرة في منطقة المقطم.

وهناك عدة عناصر للكهوف منها فتحة الكهف والتي لما أن تكون رأسية فوق الكهف أو مائلة وتظهر على أحد جوانب الكهف. وتعمل المياه دائماً والمتسربة من أعلى إلى أسفل على إذابة المكونات الجيرية مكونة بذلك مظاهر وأشكالاً جيومورفولوجية نقيقة داخل الكهف، ومنها تجويف الكهف نفسه الذي غالباً ما يأخذ شكلاً غير منتظم، وقد يتأثر بملامح بنيانية تساعد على سرعة الذوبان في مواضع الضعف فيأخذ الكهف بذلك شكلاً مستطيلاً.

وفي داخل الكهف نفسه تتساقط قطرات المياه من أعلى إلى أسفل وهي تحمل المواد الصخرية المذابة وبالتالي يحدث نوع من تركيز المواد للذائبة وتتجمع أسفل الكهف، وتتراكم المواد الصلبة، وتنمو بشكل رأسى مكونة بذلك أعمدة من مادة كربونات الكالسيوم وتنمو بشكل رأسى من أسفل إلى أعلى أى من قاع الكهف والاتجاه لأعلى وتعرف باسم الصواعد (الستالاجمايت Stalagmite). وقد يكون تركيز المواد الجيرية المحمولة في شكل مذاب أعلى من حجم المياه التي تحملها وبالتالي يصبح نمو الأعمدة الجيرية بالكهف - تمتد من أعلى سقف الكهف والاتجاه نحو قاع الكهف وتعرف هذا بالأعمدة الهابطة والتي تميل إلى النمو الأفقى - في سقف الكهف أيضاً وتعرف بالستالاكتيت Stalactites (أبو العز، ١٩٧٦، ص ٢٥٨-٢٥٩).

وقد وجد في كهف إنجلبروج Ingleborough في جبال ألبين أن معدلات نمو الأعمدة الهابطة في الكهوف بلغت ٧,٤٩ ملليمتر/ السنة أو ٧٦ سم/ لكل قرن واحد من الزمان وهو رقم يبدو أنه أكثر من المتوقع وإن كان يبدو أن معدلات النمو كانت أكثر في الماضي بسبب زيادة للرطوبة (Monkhouse 1971, p.124).

ومن نماذج الكهوف : كهف كارلسباد Carls حيث لوحظ به أن مدخل الكهف من أعلى، والمسافة بين مدخله والقاع ٣٠٠ قدم ويتعمق ١٠٠٠ قدم في حافة



اتساعها ١,٢٥ ميل، وارتفاعها ٤٠٠-٦٠٠ قدم.

وتوجد عدة كهوف أخرى في جواتيلوب في نيومكسيكو بالولايات المتحدة مثل كهف كونونوود، وكهوف بلاك وهيدن، ومودجيت.

### تأثير عملية الإذابة في تكوين الكهوف :

تتسرب للمياه السطحية الناتجة عن الأمطار في التربة والتي تقوم بنحت ١٠% فقط من قدرتها على نحت السطح وما تحت السطح، ثم تتسرب نحو الباطن إلى التربة السفلى، وحينما تصل إلى الطبقات الصخرية فإنها تقوم بإذابة الصخور الجيرية التي تمثل الصخور الأصلية للمنطقة والواقعة أسفل للتربة والتي يبلغ سمكها ما بين ٥-١٠ أمتار وفي هذا لنطاق تكون فعالية المياه في النحت السفلى اكبر ما يمكن؛ لأنها لم تتسبب من الطبقة الواقعة أعلى منها، ولذا فإن قدرتها على النحت تزيد وتصل إلى ٥٨% من القدرة الكلية للنحت من أعلى إلى أسفل.

وحينما تبلغ المياه الجوفية أعماق أكبر من ١٠ أمتار وحتى ١٠٠ متر تزيد قدرتها على النحت إلى ٣٢% من النحت الكلي، وفي النهاية تتراكم المياه أسفل هذا المنسوب وبذلك يمكن للمياه إزالة الصخر نهائياً نتيجة زيادة قدرتها على الإذابة، وبذلك توجد للتجويفات السفلى ويبدأ تكوين نظام الكهف، ويظهر ذلك في شكل (٦٩) الذي يوضح التوزيع الرأسي لنحت الصخور الجيرية في تلال مونت، في سومرست بانجلترا.

### أودية الكارست Karst Valleys :

تعتبر الأودية من الأشكال الرئيسية الناتجة عن العمليات الكارستية والنحت للمائي الجوفي خاصة في مناطق الصخور الجيرية، وغالباً تتبع مجارى هذه الأودية كثيراً من الشقوق والفواصل وتكون بمساعدتها شبكة للتصريف. ولقد تكون مجارى هذه الأودية موسمية الجريان. وتبدأ المياه في تشكيل مجرى مائي ضحل

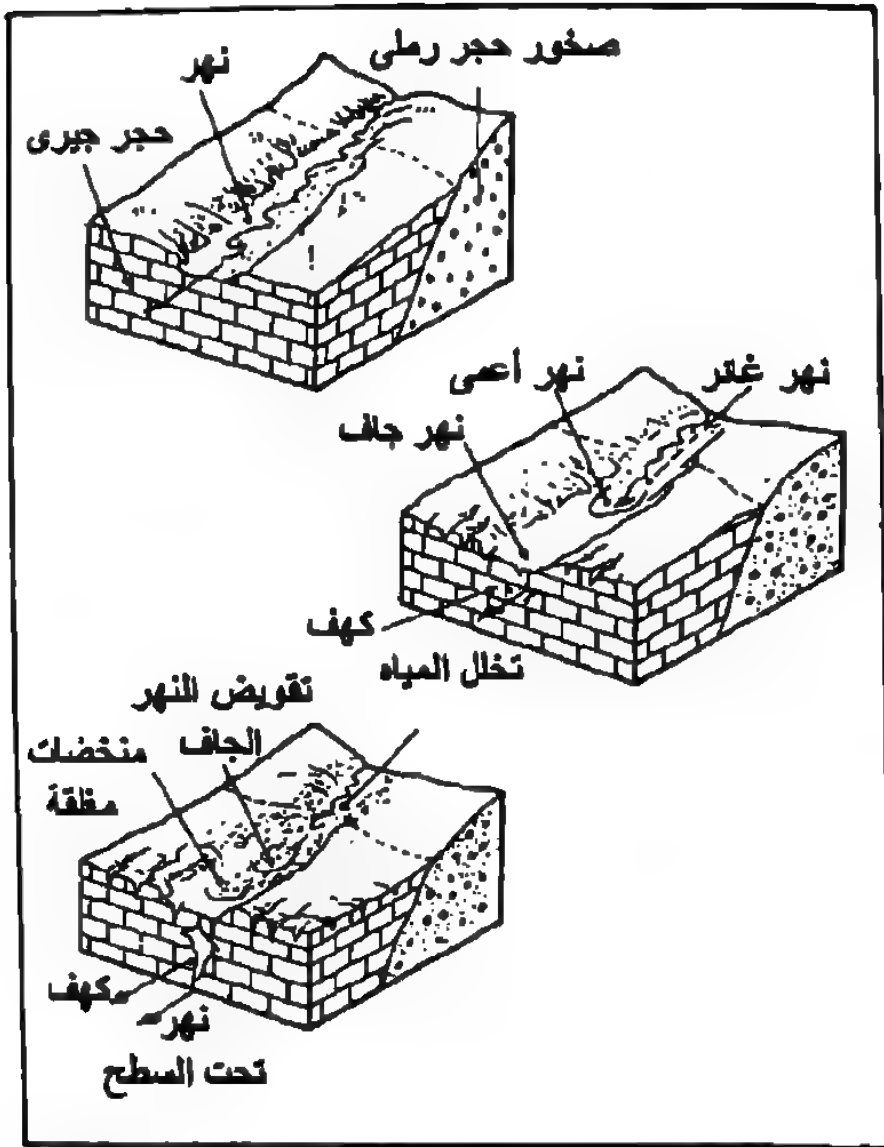
مكونة بذلك وادياً، وتقطع المنطقة بمجموعة من الأودية كما هو الحال في منطقة كوسس جنوبى فرنسا الهضبية (١٥) التى تقطعها مجموعة أنهار مثل لوت Lot وتارن Tam وجونت Jonte والتي تتعمق بمقدار ٣٠٠-٥٠٠ متر فى الصخور الجيرية.

وفى المرحلة التالية يعمل النهر على تعميق وتوسيع المجرى نسبياً، وإن كانت عملية التعميق تفوق عملية التوسيع بسبب مساعدة العوامل البنائية حيث توجد فواصل لها امتداد رأسى فى الصخور الجيرية شكل (٧١). وقد تتحول أجزاء من نهائات المجرى إلى جريان باطنى بينما أعالى المجرى وقطاعه الأوسط يكون فيه الجريان سطحيًا، وبذلك تبدأ عملية تكوين الكهف حيث تنصرف المياه بشكل جوفى ويعرف بـ Phreatic cave. كما فى شكل (٧٠) و(٧١).

وفى المرحلة الثالثة والأخيرة يتقطع المجرى وتصبح قطاعات كثيرة منه مجزأة إلى أودية جافة منعزلة تكون ملامح منخفضات مغلقة، ومنعزلة أيضاً، ويقتصر المجرى على الجزء العلوى منه فقط ويتسع الكهف لذى سبق تكونه. وقد لوحظت مثل هذه الأودية للجافة فى المناطق الكارستية فى كل أنواع الصخور الجيرية، وفى كل النطاقات المناخية (Drew, 1985, p.41).

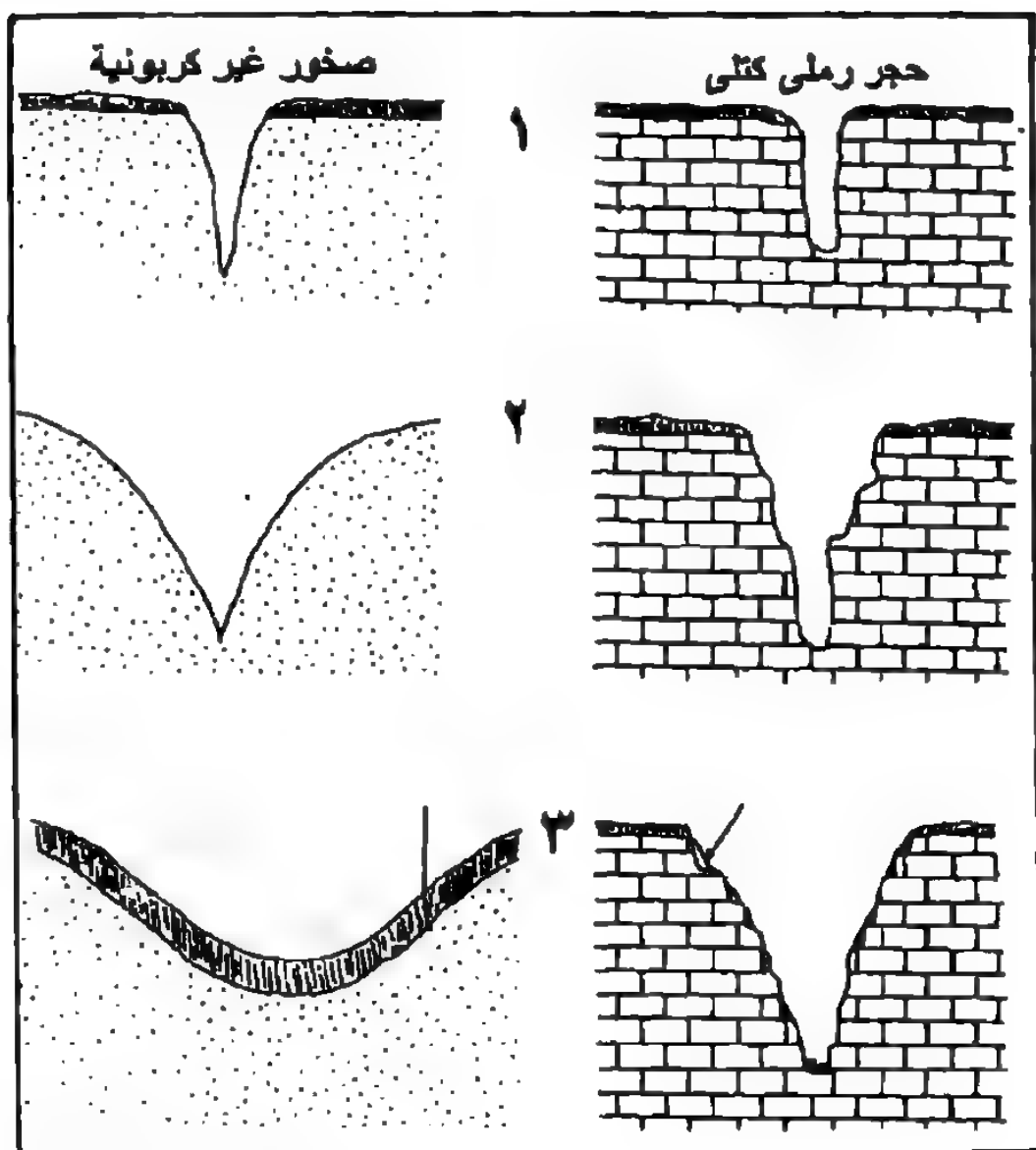
#### الكبارى الطبيعية natural bridges :

هى شكل من أشكال النحت فى للصخور الجيرية، كونه المياه الجوفية، حيث يتم نحت الصخور بفعل مجرى مائى سطحي، وسرعان ما يتحول الجريان السطحي إلى جريان جوفى فينحت المجرى للصخور السفلى ويترك الأعلى منها فوق المجرى لتقف بمثابة كوبرى صخرى يعلو المجرى المائى. وتتكون هذه الكبارى نتيجة إذابة للصخور على طول امتداد السطوح المستوية فى الأقاليم الجيرية.



After: Drew, 1905.

مراحل تطور أودية الكارست  
شكل (٧٠)



after: Drew, 1985, p.38-39.

حل تطور المقاطع العرضية لأودية الكارست في صخور غير جيرية  
شكل (٧١)

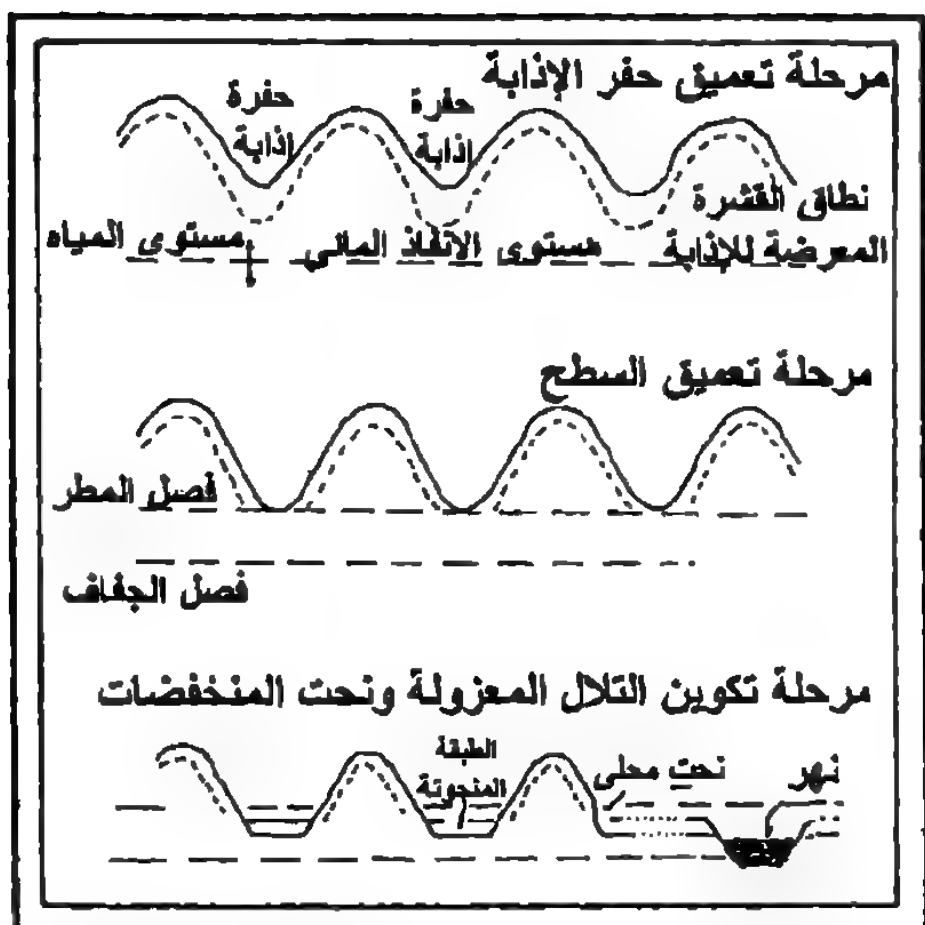
ومن أشهر الكبارى الطبيعية فى العالم تلك الموجودة فى ولاية فرجينيا. وتتم الكبارى الطبيعية بمراحل تطورية لكى يتشكل هذا المظهر. ففى البداية تتدفق المجارى المائية فوق هضبة جيرية، وفى هذه الأثناء يحدث أن يفقد النهر جزء من مجراه بسبب تسرب جزء من حجم المياه المتدفقة والتى تتسرب فى الشقوق، وتسير فى هذه الحالة مع أسطح الطبقات السفلى على عمق أكبر أو أصغر تحت السطح. وتأتى المرحلة الثالثة والأخيرة حيث يتم إزالة معظم للهضبة بفعل عمليات للنحت والإذابة، ويتخلف عن للنحت بقايا تمثل شكل الكوبرى والتى كانت تمر المياه من أسفلها، ويبدو فى هيئة قوس صخرى أو نفق (Lobeck, 1939, p.139). وتعتمد طبيعة الكبارى على مقدار للنحت وكميته، ومعدلات تجوية الجوانب السفلى للقوس. وقد يحدث أحياناً أن يتكون الكوبرى للصخرى نتيجة انهيار سقف أحد الكهوف وتتخلف أجزاء معلقة تشكل مظهر الكوبرى مثلما حدث فى كهف الماموث فى ولاية كنتكى فى الشمال الشرقى بالولايات المتحدة.

#### مخاريط الكارست Cone Karst :

تمر تلال الكارست أو مخاريط الكارست بمراحل جيومورفولوجية تطورية، حيث يكون السطح فى البداية مكوناً من الصخور الجيرية التى تتسم بوجود مجموعة الفواصل المحلية والإقليمية، والتى تكون متقاطعة مع بعضها وتعطينا هيئة للشبكة، وتمثل هذه المواضع بدايات نحت المياه بشكل مركز، شكل (٧٢)، (٧٣).

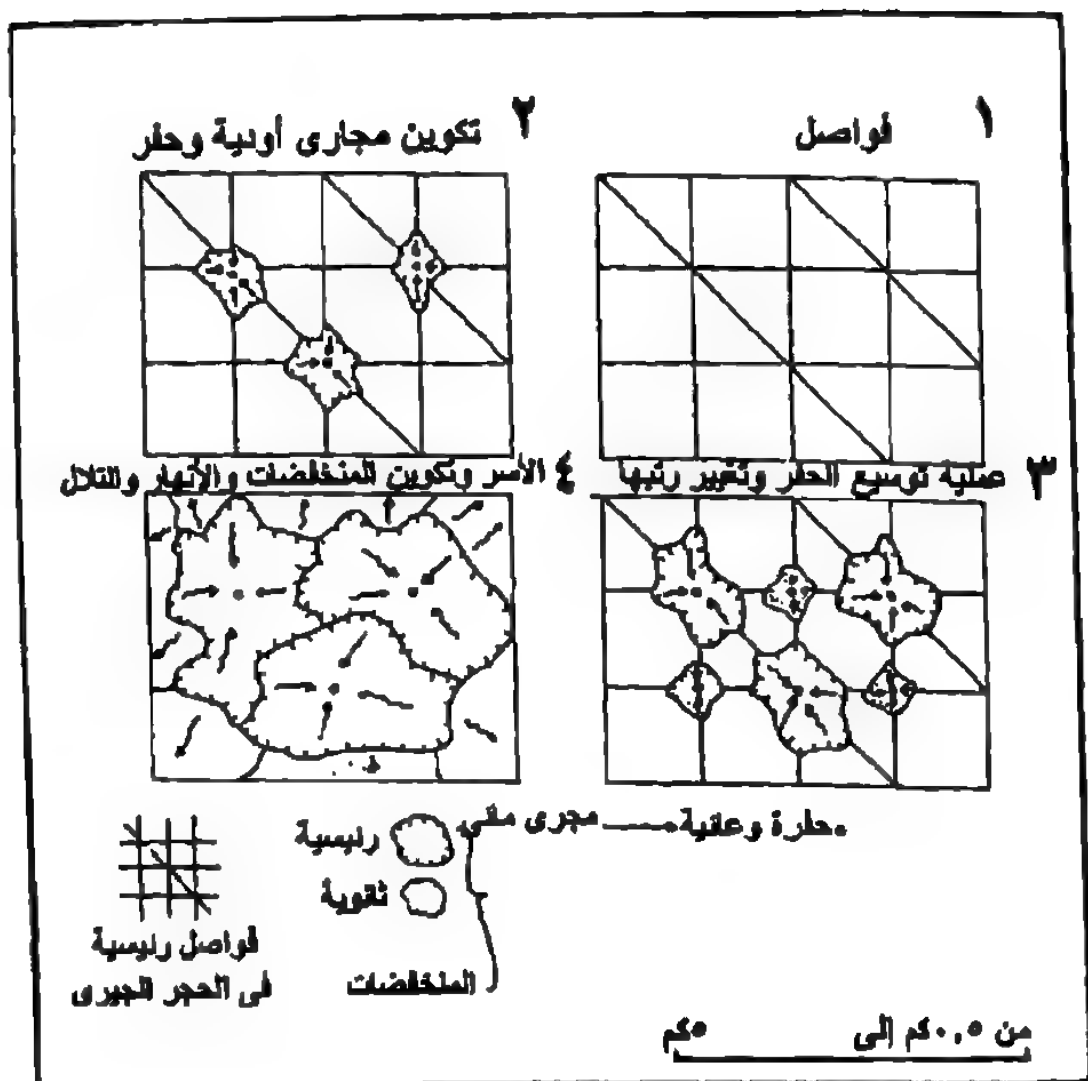
وحيثما تبدأ عملية النحت فى مواضع تقاطع الفواصل والشقوق تتسع هذه الشقوق بفعل عملية الإذابة وتكون نويات المنخفضات صغيرة، وتنظم الصورة للتوزيعية لهذه المنخفضات الحديثة المولدة على طول محاور الشقوق والفواصل.

وفى المرحلة الثانية يحدث نوع من التوسيع والتعميق وتتسع الحفر بين التلال Cockpits وتتطور بحيث نقل تدريجياً المساحة التى تفصل بينها بسبب نحت الأخاديد Gullies للصخور وترجع الحالات والقربا حرد المنخفضات من بعضها البعض وزيادة لتساعها.



After: Small, 1985, p.48.

مراحل تطور التلال الكارستية والحفر (مقطع جانبي)  
شكل (٧٢)



After: Drew, 1985, p.50.

مراحل تطور المخاريط المظفة  
شكل (٧٣)

أما في المرحلة الثالثة فإن المنخفضات الكبرى تلمس المنخفضات الصغرى وتصبح هناك أجزاء من الحفر بين التلال Cockpits غير المنتظمة وقد انفصلت عن بعضها البعض عن طريق مجموعة من التلال المخروطية المتخلفة عن عملية النحت (Drew, 1985, p.50) كما في شكل (٧٢).

#### العلاقة بين قطر وارتفاع التلال الكارستية :

تم تصنيف للتلال من حيث نشأة الشكل في العروض المدارية حسب العلاقة بين القطر والارتفاع، وذلك بقسمة قطر التل على مقدار ارتفاع التل حسب نتائج الدراسة التي توصل إليها داي Day عام ١٩٧٦ في بورتوريكو ووجد أنه يمكن تقسيمها إلى أربعة أنواع:

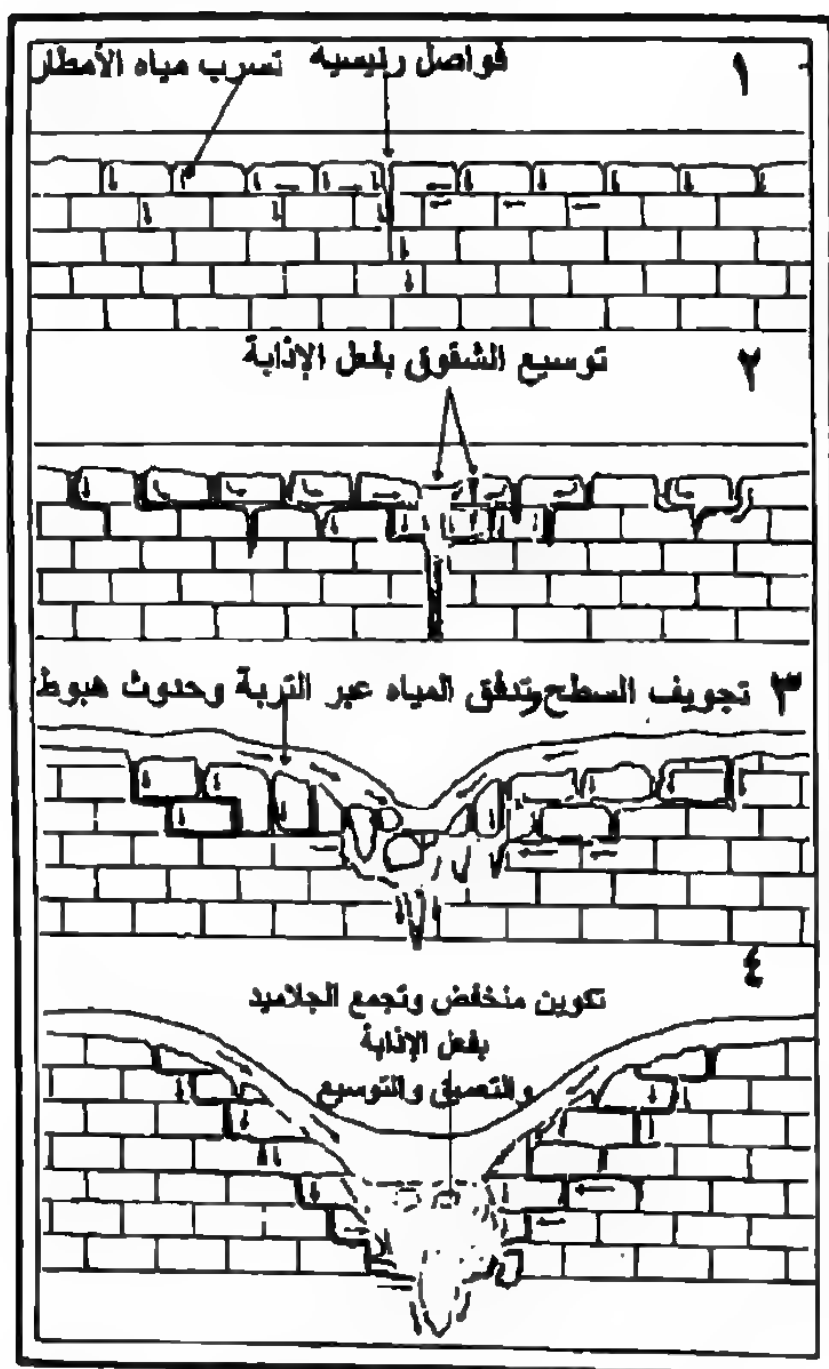
- (١) نوع يانجشو Yangshus ويبلغ معامل القطر/ الارتفاع قيمة أقل من ١,٥.
- (٢) نوع أورجانوس Organos ويبلغ معامل للقطر / الارتفاع قيمة من ١,٥ - ٣
- (٣) نوع سيو Sewu ويبلغ معامل القطر/ الارتفاع من ٣-٨ ويلاحظ أن هذا النوع هو أكثر سيادة ويمثل ٧٨% من جملة التلال.
- (٤) نوع توال Tual وتزيد قيمة معامل القطر عن ٨.

#### المنخفضات الكارستية :

تمر المنخفضات بمراحل تطورية، حيث يمكن تتبعها، ففي البداية تتم إذابة للصخور الجيرية الواقعة أسفل للتربة عن طريق تسرب مياه الأمطار إلى الباطن، متخللة الفواصل، ويتم إذابة المواضع المنخفضة في أعلى الطبقة، وحدث إذابة بشكل رأسى وبشكل أعرق في المواضع التي توجد بها فواصل كبيرة، وتكون معظم المواضع التي يحدث بها تسرب للمياه في أعلى الطبقة للصخرية العليا.

وفي المرحلة الثانية تتسع الشقوق وتزيد مواضع النحت وبالتالي يزيد حجم المياه المتسربة أيضاً، مما يزيد فعالية عمليات الإذابة وتقويض الصخر السفلى وانتقال العملية إلى طبقات صخرية أعرق منها وتبدأ في حدوث إذابة مثلما حدث في المرحلة السابقة.





After: Drew, 1985, p.43.

مراحل تكوين المنخفضات المغلفة

شكل (٧٤)

أما فى المرحلة الثالثة فتحدث تجويفات فى أسطح الصخر فى الطبقة العليا نتيجة إزالة جزء كبير منها عن طريق إذابة الصخور ويبدأ السطح فى صورة مقعرة وتكون هذه البداية الحقيقية لتكوين المنخفض الكارستى.

وفى المرحلة الأخيرة تتسرب للمياه بشكل رأسى من جهة ونحو قاع المنخفض من جهة، فيستد تركزها وتركز عملياتها مما يعمل على توسيع وتعميق المنخفض، وهنا يأخذ المنخفض شكله المقعر إلى أعلى، وتبدو أخفض أجزائه فى المنتصف، ويصبح قاعه شبه مستوى نتيجة عمليات التوسيع الجانبى التى تحدث للصخور المحددة للمنخفض، كما فى شكل (٧٤).

**مراحل تطور المنخفضات الكارستية المغلقة أفقياً ورتبها :**

وقد درسها ويليام Willams, 1972, pp. 788-790 من خلال دراسته لنحو ١٢٢٨ منخفضاً كارستياً إلى أن هناك منخفضات محدودة تأخذ الرتبة صفر، وأخرى تمثل منخفضات من الرتبة ١، أو ٢، أو ٣. وفى البداية تكون المنطقة مقطعة بشبكة من خطوط الفواصل، والتى تتخيرها المياه لبدأ نشاطها فى عمليات النحت والإذابة. ولأن مناطق تقاطع الفواصل تزداد تدريجياً وفى فترة زمنية قصيرة تبدأ عملية تكوين المنخفضات الكارستية، وتكون صغيرة، وهى من الرتبة الأولى، ولا تستمر فترة طويلة، كما تنمو منخفضات صغيرة فى مرحلة جنينية فوق السطح الأولى فى وسط للمناطق المقطعة بالفواصل، وتعرف بمضلعات الكارست Polygonal karst ويظهر ذلك فى شكل (٧٥).

وتنمو المنخفضات وتتطور عن طريق أسس المنخفضات الأكبر للمنخفضات الجينية الأصغر، وتصبح الأرض مجزأة ومقطعة تماماً، وتكون صغيرة، وهى من الرتبة الأولى، ويتم تكون تجويفات Cells من المضلعات الكارستية المشكلة، وتنقسم بالتوازن فى الأبعاد فيما بينهما.

وفى المرحلة الثالثة يحدث انهيار للمنخفضات الكبيرة وتتكرر إلى وحدات

أصغر، وينقسم بذلك السطح إلى أحجام عديدة ومحددة المعالم، وتصبح للمنخفضات هنا من الرتبة الثالثة.

### أبراج الكارست Karst Towers :

هي عبارة عن ملامح مميزة لمناطق نشأة ووجود الكارست، ويتطلب لتكونها ضرورة وجود صخور من الحجر الجيري تتميز بالتوافق وعدم وجود طبقات من أنواع أخرى من الصخور الرسوبية. وتبدو الأبراج في هيئة الماع صخرية تشبه أبراج الحمام، ولها من الطول الكبير المرتفع لأعلى أكثر مما لها من مسافة للقطر، وقد سجل هذا الملامح في جزيرة بالاولن في لقلبين.

وتمر الأبراج بعدة مراحل في تطورها، ويتوقف ذلك على طبيعة ميل الصخور الجيرية، فإذا كان الصخر مثلاً في اتجاه لقلبي عام فوما يشبه الكويستا نتيجة لتعرض المنطقة لحركة باطنية فلها تمر بمرحلتين فقط حتى تتكون، وإذا كانت طبوغرافية المنطقة مستوية أساساً فلها تمر بأربع مراحل، ويمكن توضيح الحاليتين، شكل (٧٦).

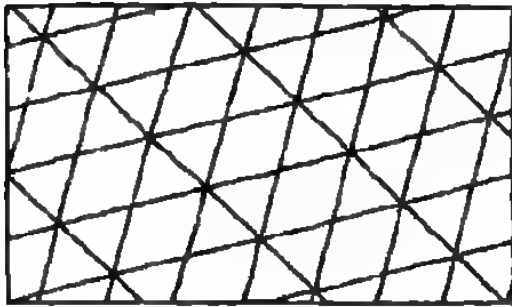
### مراحل تطورها في الصخور المائلة :

تمر الأبراج الصخرية في حالة الطبقات المائلة بمرحلتين من مراحل التطور، وتتمثل الأولى في وجود صخور شديدة إلى متوسطة الانحدار بحيث تتراوح درجة إنحدارها ما بين ١٠° - ٢٥°. وفي حالة سقوط الأمطار تبدأ عمليات الإذابة بشكل رأسي تدرجياً، مما يؤدي في النهاية إلى تغير تدرجي لظاهر الصخر من الحالة الكتلية إلى صورة مقطعة، يتخلف عنها أبراج صخرية معزولة عن بعضها البعض وهي المرحلة الثانية لتطور الأبراج، وتعطينا مظهراً طبوغرافياً متميزاً، ويتم تقويض كل الأبراج في هذه المرحلة في فترة زمنية واحدة شكل (٧٦-١).

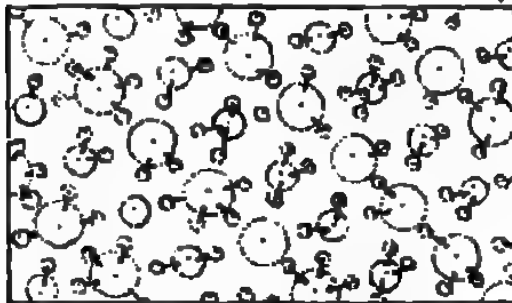
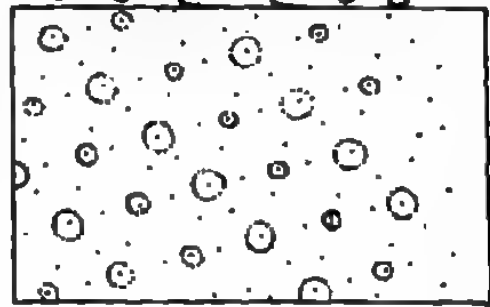
### مراحل تطورها في الطبوغرافيا المستوية :

تمر الأبراج الصخرية التي تتطور في مناطق الكارست خاصة في المناطق

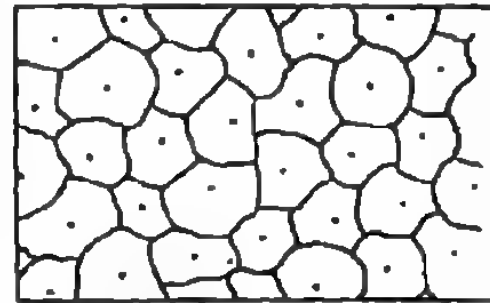
١ تقطع السطح بالفواصل



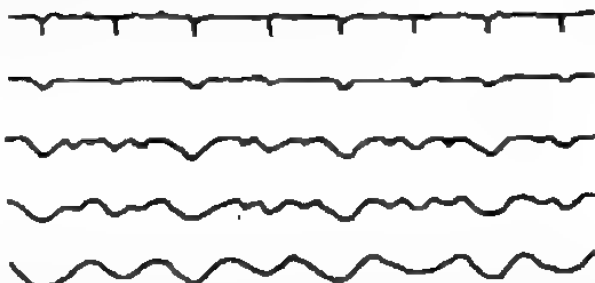
٢ منخفضات كارستية مغلقة  
في مواضع تقاطع الفواصل



منخفضات الكارست واتجاهات  
عملية الأسر للأودية والمنخفضات



مضلعات الكارست والمنخفضات  
والأقسام الطبوغرافية



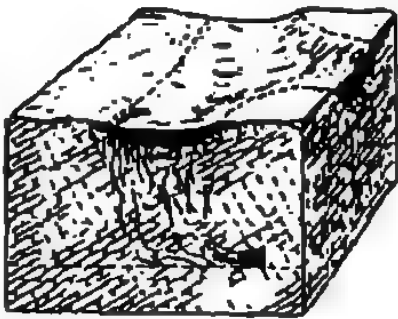
قطاعات عرضية لمناطق الكارست في المراحل المختلفة

After: Williams, 1972, p.789.

نموذج لتطور مضلعات الكارست في نيو غينيا

شكل (٧٥)

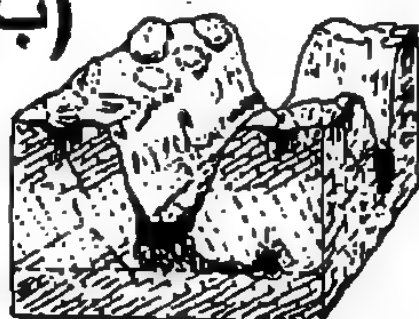
١



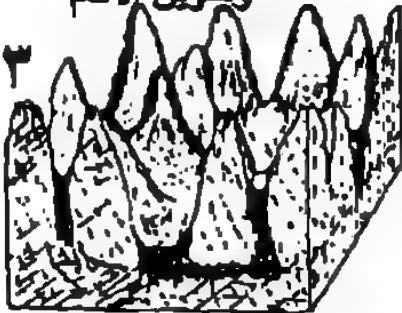
تكوين نطاقات سمبكة من التربة  
وتكوين الأكام

(ب)

٢



مرحلة الإذابة وتطور  
الطبوغرافية



تكوين مخاريط للكارست  
المدارية واستمرار الإذابة



الوصول إلى مستوى القاعدة  
للنحت ثم استمرار النحت الجانبي  
وإزالة التلال

(أ)

جنوب شرق

شمال غرب

مرحلة الميل العام للحجر الجيري  
مرحلة ١



مرحلة تكوين الكارست وتكوين الأبراج والرماح الرفيعة  
مرحلة ٢

after: Jakucs, 1977, p.307.

كيفية تطور وتكوين أبراج الكارست  
شكل (٧٦)

المدارية التي تتسم بالصخور الجيرية للمستوية للمسطح بأربع مراحل جيومورفولوجية والتي ذكرها جاكوس Jakus عام ١٩٧٧ ولوردها تولسا وماكاتي (Tulsa & Makati, 1980, p.306) في دراسته عن خصائص طبوغرافية الكارست في جزيرة بالاون إحدى جزر الفلبين شكل (٧٦-ب).

في المرحلة الأولى تبدأ الأمطار في تفكيك وإذابة الطبقة الصخرية السطحية، فتتكون بذلك طبقة مفككة على السطح تمثل غطاء للتربة، ولا يتعدى عمق تأثير الإذابة أمتار قليلة، وتتسرب المياه إلى الباطن أو تتبخر كميات كبيرة منها. وتظهر في هذه المرحلة بعض المواضع ذات هيئة موجية نتيجة عمليات الإذابة وتظهر بذلك الروابي hummocks وتستقر المياه عند عمق محدد يعرف بمستوى قاعدة للنحت base level of erosion.

وفي المرحلة الثانية تستمر عمليات الإذابة وتخفيض السطح بدرجة كبيرة في المواضع أسفل غطاء التربة، وتتكون مظاهر طبوغرافية مميزة، حيث تظهر الكهلات والاكام بشكل أكثر انتشاراً، ويتم إذابة مواضع رئيسية في السطح بشكل متعمق وتمثل بدايات لتقطيع السطح إلى كتل كبيرة منفصلة، تعود على أسطحها بداية قمم صغيرة مصقولة ذو هيئة دائرية أو شبه دائرية تحدد مواضع تكون الأبراج في كل كتلة كبيرة، ويظل مستوى الماء الجوفي في نفس مستوى قاعدة للنحت الذي وصل إليه في المرحلة السابقة.

وباستمرار عملية إذابة الصخور يتطور السطح ويتم إزالة كميات كبيرة من السطح بحيث يتخلف عن للنحت قمم مخروطية جوانبها شديدة جداً في الانحدار حيث يلعب النبات المدارى والمطر للغزير دوراً مؤثراً في تكوينها وفي تباينها، ويصل ارتفاع هذه الأبراج إلى مئات الأمتار، وقد يبلغ الارتفاع ٢٥ متراً، وقطرها ١-٢ متر فقط، كما يتميز السطح بوجود أشكال بنائية أصغر ناتجة عن الإذابة

تعرف بـ Karren<sup>(٢)</sup> ويظهر هذا الملمح الجيومورفولوجى للكارست والذي يعرف فى أفريقيا باسم asacgais أى الرماح الرفيعة وهى عبارة عن حافات مجارى الكارست أو lapie وهى كبيرة جدا وتتكون نتيجة تضافر الأذابة فى حفر الأذابة المندمجة والأودية الطولية على طول امتداد الحوايط التى تتخلف بين حفر الإذابة وهى تأخذ شكلاً مثلثياً أو شكل المعين فى مواضع القطاعات ذات الأبراج المستتقة التى تشبه الرماح (Tulsa & Makati, 1980, p.307) ويصل تخفيض السطح إلى مستوى النحت فى المرحلة السابقة ويتعداه بالنحت بالإتجاه إلى أسفل.

وفى المرحلة الرابعة تحدث عمليات للنحت الجانبى لهذه الأبراج بسبب كثافة المطر والجريان المائى السطحى، ويتم تخفيض ارتفاعات الأبراج وتصبح لكل ارتفاعاً، ويتم إزالة أعداد منها وبالتالي يقل عددها، ويستوى السطح لى معظم أجزائه، وما تبقى من أبراج بعضها يكون فى مرحلة التخفيض والإزالة والبعض الآخر يكون قد تحول إلى ما يشبه مجرد بروز صخرى بارتفاع أمتار قليلة، وتتباين المسافة بين هذه الأبراج المتخلفة.

---

(٢) الكارن Karren مفرداً karre وهى مجارى وفوهات عميقة بوضع بوصت نشأت بالتجوية والتحلل الكيماوى فى مناطق الكارست وهو لفظ المائى.





## الفصل التاسع

### التعريفة الجليدية



## التعرية الجليدية

يعتبر الجليد ضمن العوامل الرئيسية ذات التأثير في سطح الأرض، حيث يمارس نشاطه سواء في عمليات النحت أو عمليات الإرساب، وإن كان يتميز بمسبادة نشاطه في نطاقات محددة تقتصر على العروض القطبية الباردة كما في شمال كندا والسكا والجزر الشمالية مثل أيسلندة وجرينلند وشمال اسكتلندا وشمال سيبيريا والأطراف الجنوبية من أمريكا الجنوبية والقارة القطبية الجنوبية. كما أنه يتميز بظهور نشاطه في التعرية فوق الجبال في المناطق الواقعة فوق خط الثلج الدائم كما في جبال الألب وجبال البرانس، والجزر البريطانية وجبال روكي والسلاسل الغربية الساحلية غرب أمريكا الشمالية، وجبال أورال، وجبال الإنديز.

ويمارس الجليد نشاطه في عمليات التعرية باستخدام عمليتين هما البرى abriation والتكسير والانتقاط plucking. فبعض المعادن تكون ليثة، ويصبح للصخر في صورة مجواه ويسهل برى للسطح إذا كانت شرائح الجليد شديدة البرودة فوق السطح. ونظراً لشدة الرياح في المناطق الثلجية فإنها تكون لديها القدرة على دفع الشظايا الجليدية فتصطدم بالصخور وتعمل على صقل الصخور، وهي في هذا تشبه نشاط الرمال في برى للصخور في الصحارى.

لما العملية الثانية فهي عن طريق الهدم والتكسير والانتقاط plucking الميكانيكى للصخور، ويحدث ذلك حينما ترتفع درجة الحرارة نسبياً، فتتوب بعض الكتل الجليدية الموجودة على السطح وتتدفق مياهها بين الشقوق الجليدية وتصل إلى أسفل الجليد وبعد تجمدها ويزيد ضغطها على السطح. كما أن الصخور ذات الشقوق يمكن للجليد أن يحولها إلى طبقة متجمدة regelation وتحملها التلاجلت إلى مناطق بعيدة، ويطلق على هذه العملية بالهدم والتكسير بفعل الجليد Glacial

plucking، ويدفع دائماً بالأجزاء التى هشمتها الجليد فيما رواء العقبات التى تقابل الجليد أثناء حركته، ويلاحظ أن هذه العملية أكثر فعالية من عملية البرى.

### أشكال النحت الجليدى

(١) للوادي الجليدى Glacier :

الأودية الجليدية هى عبارة عن المجارى التى يحفرها الجليد لنفسه من بداية تحركه من الثلجات أو من أعلى المرتفعات حتى نهاية نوبانه على اليابس أو حتى يصل إلى مستوى سطح البحر مكوناً أشكال للفيوردات على السواحل، وتمثل الفجوة المنحوتة فى الصخر ويتحرك فيها الجليد فى سرعات بطيئة للمجرى الجليدى أو للوادي الجليدى أو للمياه بعد نوبان الجليد.

والمقطع العرضى للوادي الجليدى عادة يكون شكله على هيئة حرف U بعكس للمقطع العرضى للأودية النهرية التى تأخذ حرف V أو شكلاً مقعراً خفيفاً، أو يكون المقطع فى هيئة مستطيلة

أما الأودية الجليدية المعلقة hanging valleys فإنها تعد أيضاً من أشكال النحت الجليدى، وتظهر هذه الأودية المعلقة إذا ما قام النهر الجليدى الرئيسى بنحت وتعميق مجراه بشكل كبير وقد يساعده على هذا النحت المكثف والتعميق الشديد وقوع مجرى الوادي الجليدى على طول إمتداد مناطق ضعف فى القشرة الأرضية، وهذا يجعل منسوب قيعان الأودية الجليدية التى تمثل الروافد على جانبي الوادي الرئيسى أعلى من قاع للمجرى الرئيسى، شكل (٧٧).

ويشير البعض من أمثال Gardwood أن الروافد نشأت أثناء نشأة الأودية، وكانت هذه الأودية الرئيسية عبارة عن أودية فيضية قبل أن تكون أودية جليدية وحينما تحولت وملئت بالجليد اشتد تعميق الجليد للمجرى الرئيسى، وتركت الروافد

على مناسيب أعلى من قاع المجرى الجليد بمقدار كبير، وأصبحت بذلك بمثابة  
أودية معلقة، كما في شكل (٧٧).

## (٢) الأحواض الجليدية Troughs :

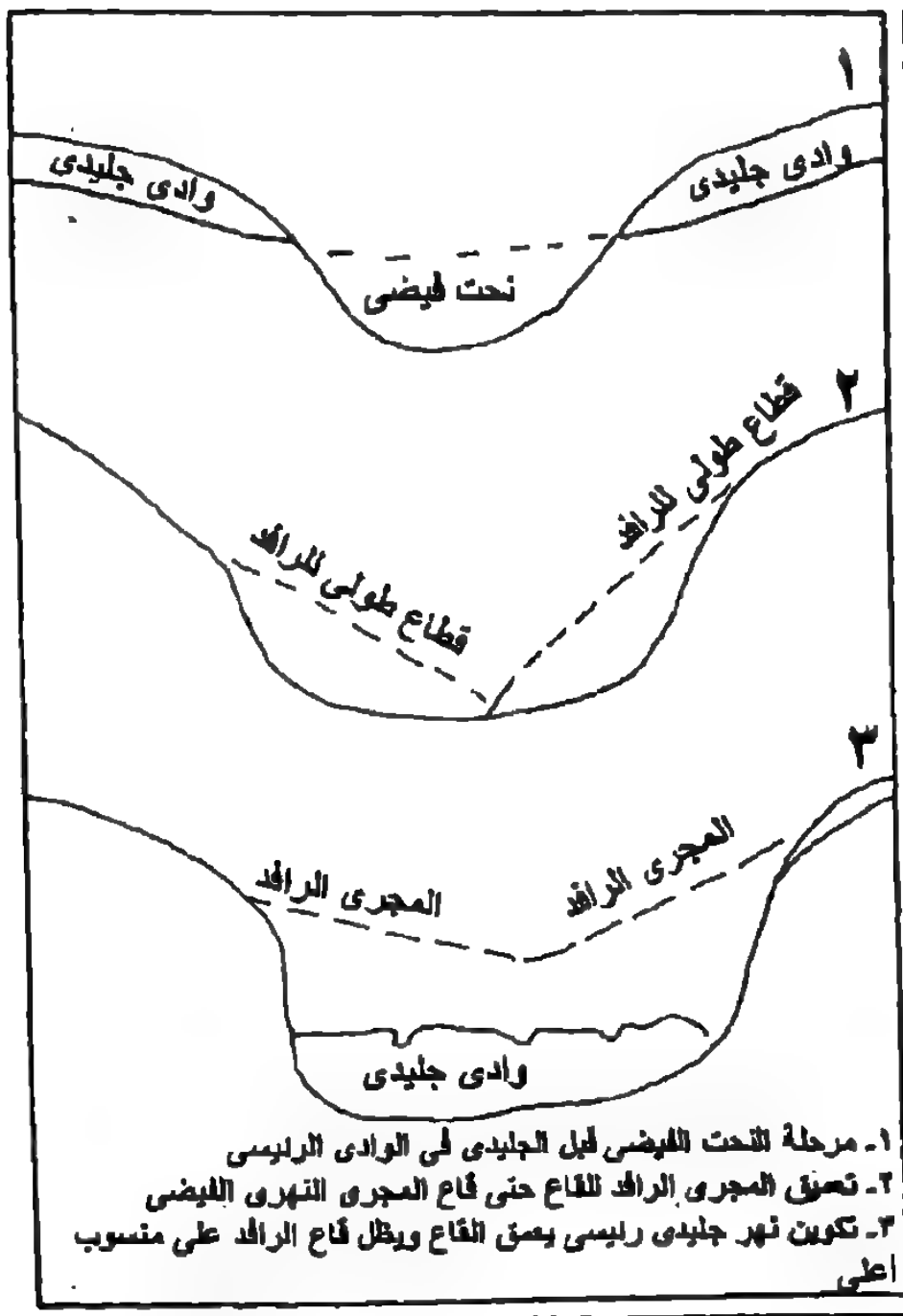
هي إحدى مظاهر النحت، وهي تقترب في تصنيفها من رتب الأودية الجليدية  
مع غالبية المظاهر للنحتية التي نلاحظها فوق سطح الأرض. ويلاحظ على جبال  
الألب أنها من أكثر الجبال تقطعاً بالأودية الجليدية لدرجة أنه يطلق على هذا التجمع  
بشكل عام للأودية الجليدية بها "الطبوغرافيا الألبية"، وتمثل الأحواض الجليدية أحد  
المركبات الأساسية لأشكال السطح بها.

وهذه الأحواض عبارة عن أودية جليدية سابقة، والتي يختلف مقطعها  
للعرضي عن المقطع العرضي للأودية النهرية. فالمقطع العرضي للأحواض في  
هيئة تقوس متتابع، وتزداد فيه المنحدرات المقعرة والتي ترتفع من قاع الوادي حتى  
نصل إلى الجروف العديدة الإحدا في الأجزاء للصخرية الطباشيرية على جانبي  
الوادي. أما القطاع الطولي فهو عبارة عن سلسلة من الأحواض المنفصلة عن  
بعضها بصخور صلبة (Bloom., 1979, p.390).

وقد صنف لنتون Linton المنخفضات الجليدية إلى أربعة فئات :

(١) النوع الألبى Alpin trough وهي التي تتخذ إما في الوقت الحالى أو في الماضى  
بتجمعات مناطق تلية أو جليدية محيطة برأس وادي ينتصفها. أما الروافد القديمة  
فقد عزلتها سلسلة الأودية الجليدية في شكل متقارب والتي تبدو في مظهر مطبق  
وفي وضع أعلى من الوادي الرئيسى (Small, 1985, p.384).

(٢) النوع الأيسلندى Icelandic trough ويوجد في التجمعات الجليدية الكثيفة على  
هضاب أيسلندا وتصرف جليدها بواسطة مساقط جليدية شديدة الإحدا إلى  
رعوس أودية تقطع هوامش الهضاب.



مراحل تطور الوادي الجليدي المعلق  
شكل (٧٧)

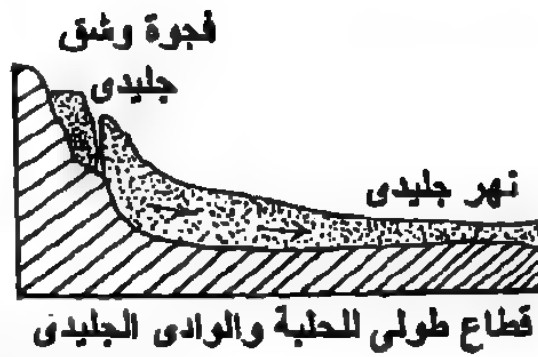
(٣) النوع المركب Composite : وهي تلك المنخفضات التي وجدت قبل أن توجد الأودية النهرية والتي أصبحت تستخدمها الأنهار جزئياً والتي أضيف إليها مجارى لودية جديدة تمثل روالد جليدية والتي نتجت عن انحسار الجليدى.

(٤) نوع منخفضات الطفوح Intrusive troughs وهي الأودية التي كونتها التلجيات ونحتتها في اتجاه عكس الإندارات السابقة لتكون الجليد، خاصة في المناطق التي كان يتحرك فيها الجليد من أسفل إلى أعلى، أى من الأراضي المنخفضة إلى المرتفعات بحكم صلابة الجليد وما يتعرض له من ضغوط تجعله يتحرك عكس الجاذبية الأرضية وهو في هذا يشبه اللطفح للبركانى الذى يتجه عادة من أسفل إلى أعلى.

### (٣) الحلبات Cirques :

الحلبات هي لفظ فرنسى، ويعرف في بريطانيا باسم corrie وفى اللغة الألمانية باسم كار Kar وتوجد الحلبات في المناطق التي تحدد برعوس المنخفضات في مناطق تجمع الثلجة في الأودية الجليدية المنحوتة وهي ذات رعوس شديدة الإنداد، وتبدو في هيئة أحواض شبه دائرية أو ما يعرف بالحلبات cirques. ونحت قاع هذه الحلبة يوجد نشاط مكثف لفعل التجوية بالصقيع وعمليات لنحت الثلجى nivation المجاورة للحقل الجليدى بالإضافة إلى خطوط للتفق في نطاق التجمع الجليدى التي تقوم بحمل الرواسب الصخرية إلى أسفل قاعدة الثلجة والتي يكون قاعها قد تم تجويته بفعل عمليات البرى المكثف. وتبدو الحلبات دائماً في هيئة لشكال نحت عميقة في صورة أحواض، شكل (٧٨).

وقد تتحول الحلبات الجليدية في النهاية إلى بحيرات جبلية تعرف باسم بحيرة الحلبة tarn، ويحدث هدم لهذه البحيرات الجليدية الجبلية إذا تم نحت الصخور الفاصلة بين الحلبات وبعضها البعض، والتي كانت تمثل حاجزاً صخرياً فيما بينها.



After: Monkhouse, 1971, p.231.

(١) إطار عام للحلبة الجليدية  
(٢) قطاع طولى للحلبة والوادي الجليدي  
شكل (٧٨).



وعادة فإن ثلجات الحلبة الجليدية تختلف فى سمكها من فصل لآخر، ولاشك أنه يتبع ذلك تغيرات صغيرة فى درجات الحرارة عند منطقة التلامس بين خط حرارة الجليد المتساوى والصخر، فينتج عن ذلك غشاء رقيق من المياه المذابة أثناء الشتاء، بينما تصل كتل الجليد إلى أكبر سمك لها، ويحدث رشح من خلال لبنة شقوق بلجية، ويحدث لهذه الكمية الأخيرة تجمداً حينما يخف عنها الضغط وتؤدي هذه العملية إلى تخفيض قاع الحلبة بمقدار حوالى نصف متر/ كل ٢٠٠ سنة، وهذه المعدل يمكن أن يرجع زمن تكون الحلبة التى يبلغ عمقها ١٠٠٠ متر إلى فترة النشاط الجليدى فى عصر البليستوسين (Embleton & King, 1968, p.209)

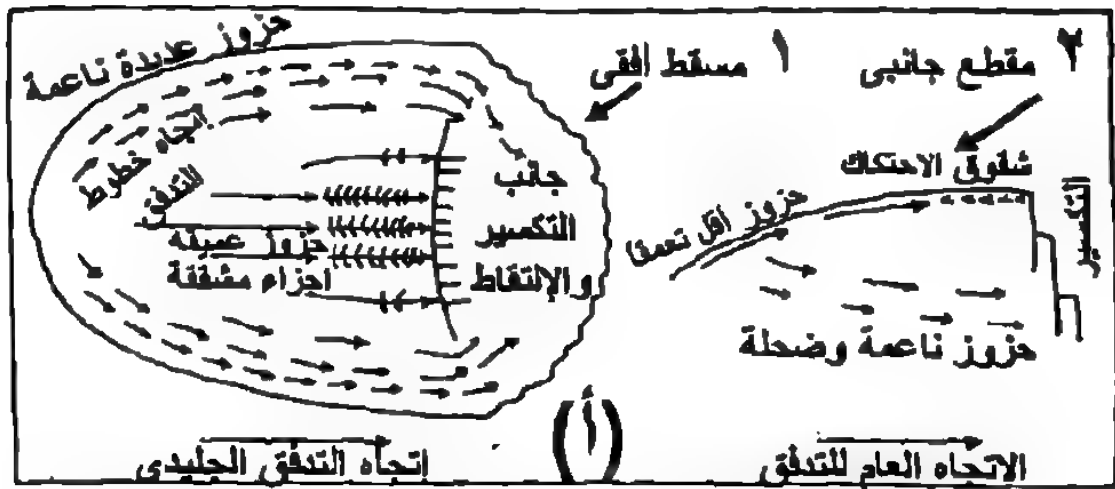
ويرتبط بعملية نحت الحلبات الجليدية، وتخفيض منسوبها، واعطائها هيئة مقعرة للسطح، تخلف الصخور الواقعة على جوانب الحلبات والمحددة لها، والتى تتصل فيما بينها وبين الحلبات الأخرى المجاورة لتقف بمثابة قمم مدبية، تعلو من منتصفها ويشك الحدار جوانبها بدرجة كبيرة للغاية.

#### (١) الصخور القيمة *roche moutonne* :

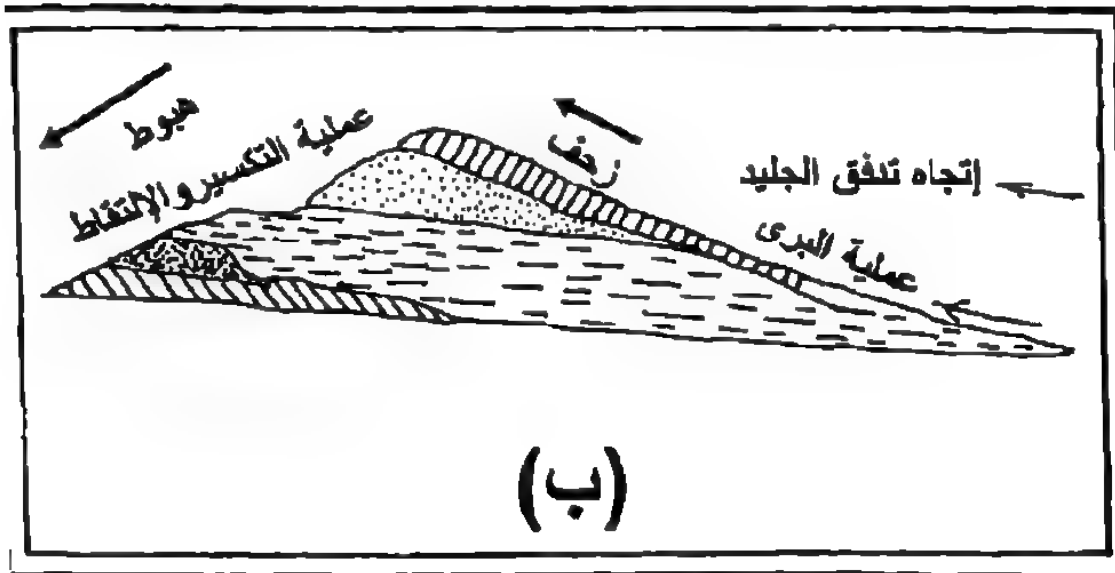
هى مواضع ذات كتل صخرية صلبة معسوقة فى قاع الوادى الجليدى وتعطى القاع مظهراً غير متجانس الانحدار أو الشكل، وتبدو فى قاعه على هيئة قباب صخرية صغيرة تعرف بظهور الأغنام. وهى تبدو فى هيئة ملساء ناعمة ومصقولة فى الجهة القادم منها الجليد، بينما تكون منكسرة للهيئة فى الجانب الآخر والذى يمثل جانب هبوط الجليد تجاه المصب. وهذه الملامح تقف عامة كدليل للمناطق والجهات التى تقم منها الجليد، والمحاور والاتجاهات التى اتخذها الجليد فى حركته، كما يوضحها شكل (٧٩).

#### الفيوردات *Flords* :

هى عبارة عن أنزع من المسطحات المائية للبحرية التى تتعمق فى اليابس فى هيئة خلجيرة طويلة وضيقة، وهذا التعمق للمائى البحرى يتوغل فى تضاريس جبلية على سواحل البحار والمحيطات فى البيئة المعتدلة الباردة والباردة.



After: Chorley et al., 1984, p.448.



(أ) مسقط أفقي وآخر جانبي للصخور الغصية  
 (ب) كيفية تكوين الجليد للصخور الغصية  
 شكل (٧٩)

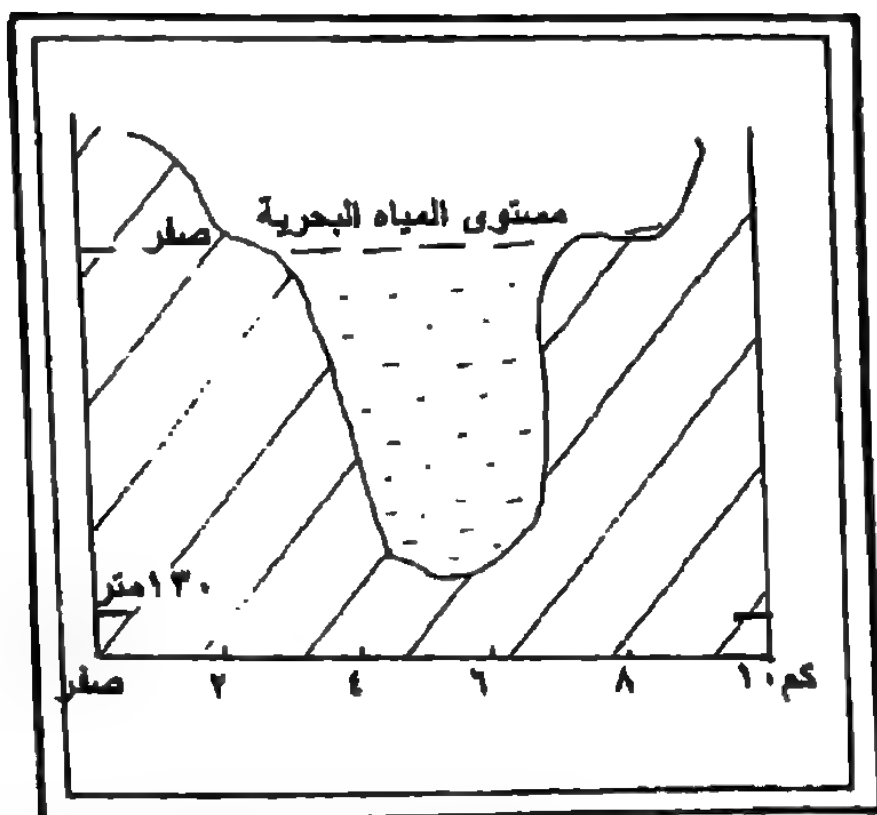
وتتوزع الفيوردات على السواحل شمال شرق كندا ونيوفاوندلاند والنرويج  
والسويد وجنوب غرب شيلي والجزر الواقعة جنوب أمريكا  
الجنوبية مثل نيراندل فيجوا، وشبه جزيرة السكا شمال غرب أمريكا الشمالية.

وقد بدأ تكون الفيوردات حينما تجمعت الكتل الجليدية فوق اليابس وبدأ تكون  
الفترات الجليدية Glacial periods في عصر البليستوسين والتي حدثت أربع مرات  
وفيما بين كل فترتين جليديتين كانت توجد فترة دفي. وفي أثناء الفترة الجليدية  
كانت تحتبس المياه ولا تعود إلى المحيطات، وبالتالي هبط مستوى البحر إلى نحو  
١٣٠-متراً. وقد اندفعت الأودية الجليدية عبر الجزء المكشوف من قاع  
البحر للوصول إلى مستوى القاعدة وهو مستوى سطح البحر الذي كان منخفضاً،  
فعملت على نحت أجزاء وشكلت مجارى، وحينما عاد البحر وارتفع مستواه إلى  
الوضع الحالي غمرت مياه البحر هذه الأودية الملحوتة وأصبحت مظهراً  
جيومورفولوجياً يعرف بالفيورد، شكل (٨٠).

### أشكال الارساب الجليدي

(١) الركام الجليدي : كلمة "moraine" هي كلمة قديمة استخدمها الفلاحين في  
جبال الألب في فرنسا في القرن الثامن عشر وأطلقوها على ضفاف الأرض  
وعلى الأحجار والتي دخلت تدريجياً إلى الدراسات الخاصة بجبال الألب  
وأصبحت مصطلحاً شائعاً (monkhouse, 1971, p.223).

ويطلق على كل الرواسب التي يحملها الجليد اسم الركام الجليدي، ولكنه يأخذ  
مسميات مختلفة حسب موقع هذا الركام بالنسبة لحركة الجليد، بحيث إذا وجدت هذه  
الرواسب المفككة على جوانب الجليد المتحرك عرفت باسم الركام الجانبي Lateral  
morains وهي عبارة عن الركام التي يتروود بها الجليد والنتائج عن التجوية  
الميكانيكية لجوانب الجليد المتحرك.



After: Embleton & king, 1968.

قطاع عرضي في أحد القيودات في النرويج وسط ليورد سوجنى

شكل (٨٠)

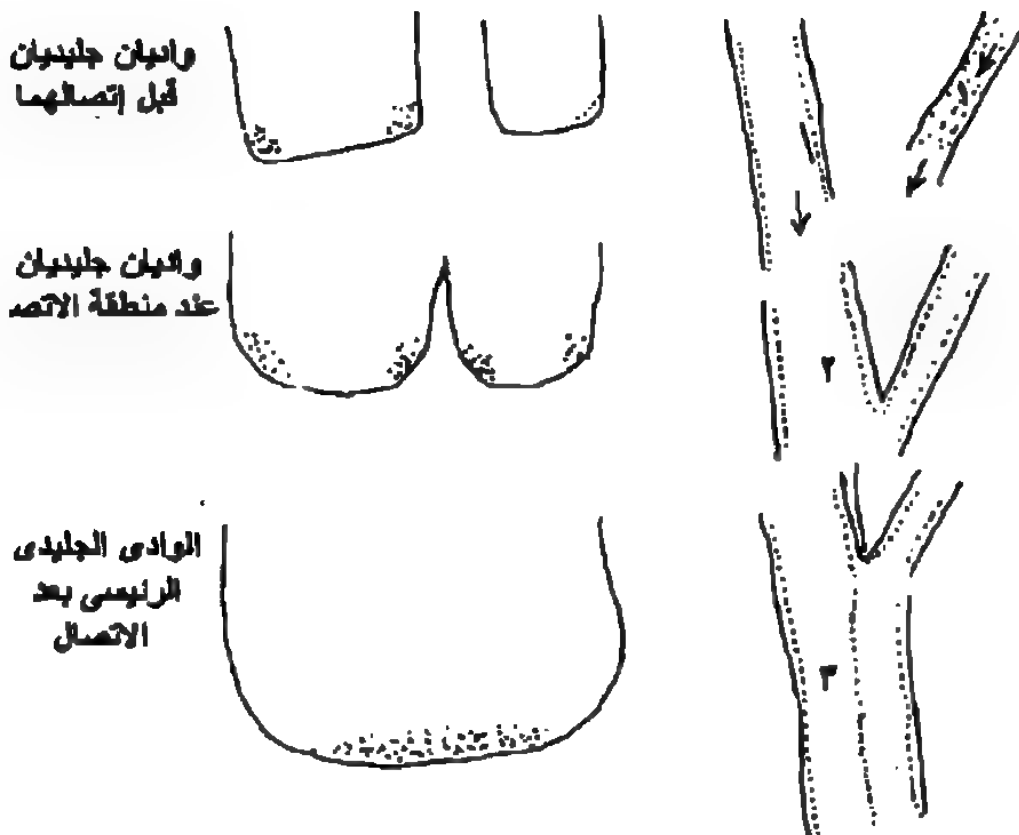
وإذا كانت للركامات تقع في منتصف مجرى الجليد المتحرك في وادى جليدى عرفت باسم الركّام الأوسط medial moraines ، وغالباً ما يقع أسفل الجزء الأوسط للوادي الجليدى، خاصة إذا تلاقى واديان جليديان واندمجا فإن الركّام الجانبى لكلا الواديين يتحدا مع بعضهما في وسط المجرى الأكبر ويصبح الركّام في هذه الحالة ركّاماً وسطاً كما يوضحه شكل (٨١) وكلما تلاحقت الركّامات الجانبية عند الالتقاء الأوبية الجليدية فإن الرواسب الجانبية تتحول إلى ركّام أوسط وتعرض لعمليات سحق وتفتت فتزداد نعومة ويصغر حجم رواسبها بفعل برى الجليد وتفتيته لها.

#### الركّام النهائى terminal moraines :

الركّام الجليدى هو الذى يوجد عند نهايات حركة الجليد خاصة فى الأوبية الجليدية، ولذا فهو يحدد مواضع للالتعرج والانعثناء فى تقدم وتراجع الجليد. ويتكون هذا الركّام جزئياً بسبب هبوط الرواسب والمشاطيا للصخرية من أمام مقعّة الجليد، وأيضاً بسبب تراكم الركّام أو الرواسب الأمامية الواقعة أمام الرواسب أسفل الجليد النهائى (نهايات الجليد الذى يتم بركة المسك (Tarr, 1927, p.224).

#### (٢) تلال الجليد drumlines :

تلال الجليد رواسب تراكمت بفعل الجليد أثناء حركته وزحفه وشكلها مستطيل، وذات شكل مدبب مسحوب من أحد أطرافه فيما يشبه الكتيب الرملى فى ملامحه العامة، ولذلك قد يطلق عليها التكتبان الجليدية أيضاً، والشكل المسحوب أو المستنق يكسبها هيئة تشبه هيئة الباردايج التى تكون مسحوبة فى اتجاه منصرف للرياح ويشير إلى أن الجزء المستنق فى هذه التلال الجليدية يدل على اتجاه منصرف الجليد، بينما الجزء الأعلى والأشدّ انحداراً يكون فى الجهة القادم منها الجليد، شكل (٨٢).



الركامات الجليدية في المواضع المختلفة للأودية الجليدية

شكل (٨١)

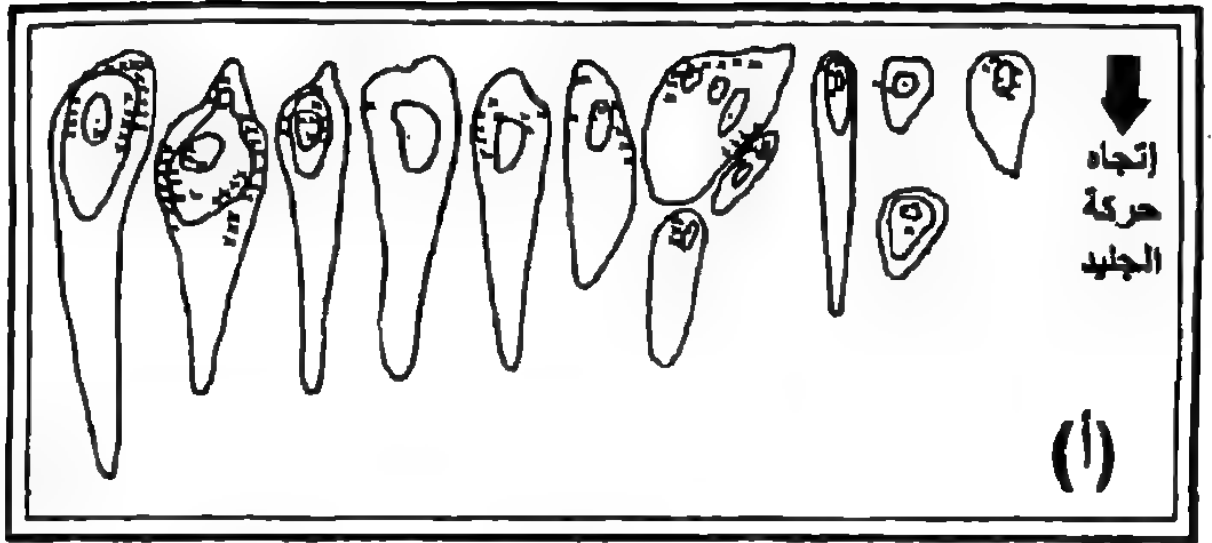
ومن أمثلة التلال التي كونها الجليد تلك التي كونتها غطاءات الجليد، ويتضح ذلك إذا عرفنا أن معظم التلال تبدأ في التكون إذا كان الغطاء الجليدي مكثف بشكل واضح. وتتطابق التلال الجليدية تماماً مع قاعدة الجليد المتحرك، وهذا يمثل دليلاً واضحاً على أنها تكونت أثناء حركة الجليد، وهذا يمكن أن يستدل عليه من دليل آخر مثل توزيع الكتل الضالة erratics التي تشمل علامات صخرية محددة مثل جرانيت منطقة Shap . ولابد أن حركة الجليد كانت تتم بشكل نشيط أثناء عمليات ارساب التلال لأن استطالة شكلها تظهر أن الجليد كان له القدرة على تخطي العقبات أثناء هذه الفترة (Embleton & King, 1968, p.336).

وبالرغم من أن الشكل السائد والمتنشر لتلال الجليد هو الشكل المستطيل إلا أنه قد توجد تلال مستديرة ويرجع ذلك إلى حدوث الفتراق للجليد بعيداً ويساراً مما يحول دون تكوين الجزء المستقيم من التلال . وقد لوحظ أن استطالة شكل التلال تصبح أكبر ما يمكن حينما كان الجليد أكثر سرعة وأكبر سمكاً، ويوجد مثل هذه الحالات في مقاطعة البحيرة حول وجتون Wigton في بريطانيا.

ويلاحظ أن معظم التلال الجليدية في شمال بريطانيا مكونة من رواسب الطفيل الجليدي اللام، ورواسبها طين - جلاميدي مع وجود أطقم الجلاميد في الطين، وبعض منها قد يحتوي على الحصى في النواة المركزية مما يشير إلى احتمالية ارساب هذه المواد قبل أن تتشكل في هذه الهيئة بفعل حركة الجليد. وتوجد للكتبان أو تلال الجليد في وادي إدين Eden وتكون مجاورة للمناطق التي حصرتها وقيدت وجودها في مناسيب أكثر انخفاضاً، حيث وجدت في الوادي، وفي الأرض المنخفضة، ونادراً ما توجد على ارتفاعات يبلغ متسوبيها ٣٠٠ متر.

### (٣) رواسب الاسكرز Eskers :

هي عبارة عن رواسب متجمعة في شكل حواجز حصوية مفككة تأخذ هيئة



After: Chorley et al., 1984, p.455.



الملامح المورفولوجية للتلال الجليدية (أو الكثبان)  
شكل (٨٢)



طولية تشبه الخطوط الحديدية وتبدو مرتفعة فوق السطح وفي هيئة متعرجة، وتكون بشكل متصل أو منقطع، وارتفاعاتها تصل قرابة ٣٠ متراً أو يزيد (سباركس، ١٩٧٨، ص ٥٢٦). وهي تشبه في تركيب رواسبها للركام النهائي إلا أنها تتميز بطباقية الرواسب.

وتنتشر المظاهر والملاح الجيومورفولوجية للعكر في فلندة وشرقى بولندة والسويد حيث توجد في مناطق البحيرات والمستنقعات، وتوجد أيضاً في شمال الجزر البريطانية واسكتلندة. وتوجد الرواسب الاسكرز بامتدادات كبيرة أحياناً في مناطق للركامات الجليدية، وقد تصل في امتدادها إلى ١٥٠ كم.

وقد تعرضت نظريات مختلفة لكيفية تكون رواسب الاسكرز، ومنها أحد النظريات عبارة عن افتراضات ذكرت بأنها من رواسب المجارى المائية التي حملت في أنفاق متخللة للفرشة الجليدية ice sheet والتي تظهر على السطح ويتجدد نشاطها بعد نهاية ذوبان الجليد. لهذا فإنه قد تم إرسالها في مجارى مائية خائفية داخل الجليد الصلب، وهذا هو الذي اعطاها المظهر الطولي المستمر لمسافات طويلة وبشكل محوري، وبسبب طبيعة للمجرى النهري المغلق فإن الضغط المائي كان له تأثيراً على زيادة سرعة التدفق وعلى زيادة الحمولة بشكل مكثف (Monkhouse & small, 1978, p.109).

#### (٤) رواسب الكام Kames

تمثل هذه الرواسب أحد صور الرواسب المفككة التي قام الجليد بإرسالها في هيئة مجروفات جليدية، تكون ملاصقة تماماً مع الجليد أثناء نقلها ثم إرسالها.

والكام هي عبارة عن تلال أو كومات من المجروفات الجليدية التي تتميز بوجود طباقية للرواسب المكونة لها، وهي تتكون بين فترات الكتل الجليدية. وقد

تتكون رواسب الكام فى صورة مرلوح صغيرة فى هيئة منحدره على جانبى سطح  
الجليد وملامسة له، وتعمل المجارى على ارساب هذه المكونات. وما ان ينزوب  
الجليد هرعان ما يعمق المنطقة، ويشغل مجرى مائى منخفضاً، بينما للمجارى  
الجانبية العليا للمسابقة تختفى وتترك رواسب عليا على جانبى المجرى النهري -  
الجليدى، وتقف هذه الرواسب فى هيئة مصاطب يطلق عليها مصاطب الكام.

## قائمة المراجع



## قائمة المراجع

### أولاً : للمراجع العربية :

١. أبو العز، محمد صفى الدين (١٩٧٦)، نشرة الأرض : دراسة جيومورفولوجية، دار النهضة العربية، القاهرة.
٢. أبو العز، محمد صفى الدين (١٩٩٩) مورفولوجية الأراضي المصرية، دار غريب للطباعة والنشر والتوزيع، القاهرة.
٣. أبو العنين، حسن سيد (١٩٨٩) أصول الجيومورفولوجيا؛ دراسة الأشكال التضاريسية لسطح الأرض، مؤسسة للثقافة للجامعة، الإسكندرية.
٤. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩١) "التغيرات الجيومورفولوجية لوادى النيل النوبى بين الجندين الثالث والرابع"، نشرة البحوث الجغرافية، كلية البنات، جامعة عين شمس العدد الرابع عشر، أكتوبر، ص ص ٧-١٠٦.
٥. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩١)، جيومورفولوجية المرواح الفيضية على جانبي وادى دهب - الغالب بشبه جزيرة سيناء، مجلة بحوث كلية الآداب، جامعة المنوفية، العدد الخامس، أبريل، ص ص ٦٩-١٤٤.
٦. التركمانى، جودة فتحى (١٩٨٧)، إقليم ساحل خليج العقبة لى مصر، دراسة جيومورفولوجية، رسالة دكتوراة، كلية الآداب، جامعة القاهرة، غير منشورة.
٧. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩٦)، منطقة الحماة بالملكة العربية السعودية، دراسة فى جيومورفولوجية الصحارى، رسائل جغرافية، الجمعية الجغرافية الكويتية، العدد ١٨٨، ٩١ صفحة.
٨. التركمانى، جودة فتحى (١٩٩٩)، جيومورفولوجية منطقة نوسكى وإمكانات التنمية، سلسلة بحوث جغرافية، العدد الرابع، الجمعية الجغرافية المصرية، القاهرة ٢١٨ صفحة.

٩. التركمانى، جودة لطفى (١٩٩٨)، "جيومورفولوجية ليلاردلج فوق أسطح البلايا بمنخفض للخارجة"، الإنسانيات، دورية علمية محكمة، كلية الآداب، فرع دمنهور، جامعة الإسكندرية، العدد الثاني، السنة الأولى، ص ص ١٠١-١٥٦.
١٠. جودة، جودة حسنين (١٩٧٩) معالم سطح الأرض، الطبعة الخامسة، الهيئة المصرية العامة للكتاب، الإسكندرية.
١١. العوضى، حلم محمد عبدالله (١٩٨٩)، حركة الكتلان للهلالية فى الكويت، رسائل جغرافية، للجمعية الجغرافية للكويتية، العدد ١٢٧.
١٢. سباركس، ب، و. (١٩٧٨) الجيومورفولوجيا، ترجمة ليلى عثمان، مكتبة الأكولو المصرية، لقاهرة.
١٣. الفنيم، عبد الله يوسف (١٩٨١)، أشكال سطح الأرض المتأثرة بالرياح فى شبه الجزيرة العربية، وحدة للبحوث والترجمة، قسم الجغرافيا، جامعة للكويت.
١٤. الوليسى، عبد الله ناصر، (١٩٩٢)، تعرج الأنهار والأودية، دراسة جيومورفولوجية تطبيقية لبعض الأودية الجافة فى المملكة العربية السعودية، بحث جغرافية، للجمعية السعودية، العدد ١٢، جامعة الملك سعود، الرياض، ٩١ صفحة.
١٥. تفتيش رى أعالى النيل الأبيض، تقرير واليوم لبيئة مساحة قروع بحر الغزال (بحر العرب ونهر لول) عام ١٩٥٨، ١٩٥٩.
١٦. ليليانسكى، سبرج (١٩٦٥) الأيدروليكا النهرية، ترجمة عبد الفتاح فهمى محمد، الهيئة العامة لشئون المطابع الأميرية، لقاهرة.
١٧. محسوب، محمد صبرى (١٩٩٨)، جيومورفولوجية الأشكال الأرضية، دار الفكر العربى، لقاهرة.

ثانياً : المراجع غير العربية :

1. Alexander, H.S. (1932), "Pothole Erosion", J. Geol., vol. XL, pp.305-337.
2. Antia, E.E. (1987), "Preliminary Field observations on Beach cusp formation and characteristics on tidally and morphodynamically distinct beaches on the Nigerian Coast", Marine Geol., 78, pp.23-33.
3. Babilir, A.A. & Jackson, C.C. (1985), "Ventifacts Distribution in Qatar", Earth Surface Processes and Landforms, vol.10, pp.3-15.
4. Bagnold, R.A. (1937), "The transport of sand by wind", The Geogr. Jour., No.5, May, pp.409-438.
5. Ball, W.B. (1964), "Alluvial Fans and Nearo surface Subsidence in Western Fresno County California" Geol. Survey Professional paper, 437 A., Washington, 70p.
6. Ballantyne, C.K. & Kirkbride, M.P. (1987), "Rockfall activity in upland Britain during the loch lonond stadial", Geogr. Jour., vol.153, part 1, March, pp.86-92.
7. Barsch, D. (1979), "Nature and Importance of mass-wasting by rock Glaciers in Alpine permafrost Environments", Earth surface process, vol. 2, pp.231-245.
8. Batanouny, K.H. & Batanouny, M.H. (1968), "Formation of phytogenic hillocks", I, Botanica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus 14, (3-4) pp. 243-252.
9. Beadnell, H.J (1911), "The Sand-Dunes of The Libyan desert", Geogr. Jour., pp. 379-395.
10. Birkeland, P.W. (1984), Soils and Geomorphology, Oxford University Press, New York.
11. Bloom A.L. (1979) Geomorphology, A systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms, prentice - Hall of India, New Delhi.
12. Bloom A.L (1969), The surface of the Earth, prentice-Hall, INC., Englewood Cliffs, New Jersey.
13. Breed C.S. et al., (1997), "Wind Erosion in Drylands", in :David S.G. Thomas, Arid zone Geomorphology, process, form and change in drylands, John Wiley & Sons, New York, pp. 437-466.
14. Butzer, K.W. (1960) "on the pleistocene shorelines of Arabes Gulf, Egypt", J.Geol., vol. 68.

15. Chepil, W.S., (1982), "Dynamics of wind erosion : Nature of Movement of Soil by wind", In: Labronne J.B. & Mosley, M.P. (eds), Erosion and Sediment yield, Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, pp.108-123.
16. Chorley, R. et al., (1984), Geomorphology, Methuen, London.
17. Clayton, K.M. ed., (1981), tectonics and Landforms, Longman Inc., New York.
18. Cook, R. & Warren, A. (1973) Geomorphology in Deserts, B.T. Batsford Ltd, London.
19. Cooke, R. (1970), "Stone pavements in Deserts", Ann. Assoc. Am. Geogr., 60, pp.550-577.
20. Cooke, R. (1970), "Stone pavements in Deserts", Ann. Of the Assoc. Am. Geogr., vol.60, pp.560-577.
21. Cooke, R.U. & Smalley, I.J. (1968), "Slat weathering in Desert", Nature, vol. 220, December, pp.1226-1227.
22. Day, M. (1976), "Morphology and Hydrology of Some Jamaican karst Depressions", Earth Surface Processes, vol.1, pp. 111-129.
23. Day, M.J. (1978), "Morphology and Distribution of Residual Limestone Hills (mogotes) in the Karst of northern Puerto Rico", Geol. Soc. Am. Bull., vol., 89, pp. 426-432.
24. Decker, R. & Decker, B. (1997), volcanoes, 3<sup>rd</sup> ed, W.H. Freeman and Company, New York.
25. Delibrias G. & Priazzoli P.A. (1983), "Late Holocene Sea-Level Changes in Yoron Island, The Ryukus, Japan", Marine Geology, Vol., 53, M7-M16.
26. Drew D. (1985), Karst Processes and Landforms, Macmillan Education LTD, London.
27. Embabi, N.S. (1982) "Barchans of Kharge Depression", In: El Baz, F. & Maxwell (eds.), Desert Landforms of Southwest Egypt, A basis for comparison with Mars, NASA, Washington D.C., pp. 141-157.
28. Embabi, N.S. (1995), "Types and patterns of Sand Dunes in Egypt", Bull. Egyptian Geogr. Soc., vol. 68, pp.57-89.
29. Emery, K.O & Kuhn, G.G (1980), "Erosion of Rock Shores At La Jolla, California", Marine Geol., 37, pp. 197-208.
30. Emiliani, C. (1995), Planet Earth; Cosmology geology and the Evolution of Life and Environment, Cambridge University Press,
31. Engeln, O.D.V. (1942), Geomorphology; Systematic and Regional, The Macmillan Company, New York.
32. Finch et al., (1959), The Earth and its Resources, McGraw-Hill, Inc.,



New York.

33. Fryberger S.G & Ahlbrandt, T.S. (1979), "Mechanisms for the formation of Eolian Sand Seas", *Z.Geomorph. N.F.*, 23, 4, pp.440-460.
34. Garner, H.F. (1974), *The Origin of Landscapes; A synthesis of Geomorphology*, Oxford Univ. Press, New York, U.S.A.
35. Geofizika Co., Zagreb-Yugoslavia (1966): *Regional Geological and Geophysical Explorations and Topographic Mapping of South Kharga and Tushka Area, New Valley Project, Egypt. Vol.I, Geology and Geophysics*, Cairo, 84p.
36. Gerrard, A.J. (1981), *Soils and Landforms; An integration of Geomorphology and pedology*, George Allen & Unwin, London.
37. Glock, W.S. (1931), "The Development of Drainage Systems : A synoptic View", *Geogr. Review*, pp. 475-483.
38. Goudi, A.S. (1997), "Weathering processes", in : Thomas, D.S.G., (Ed.), *Aride zone geomorphology; process, forms and change in drylands*, 2<sup>nd</sup> ed., John Wiley & sons, New York, pp. 25-40.
39. Gregory, J. (1976), "Drainage Networks and Climate", in : Derbyshire, E.ed., *Geomorphology and Climate*, John Wiley & Sons, London.
40. Groller et al. (1980), "Yardings of the western desert", in : El-Baz, F. et al., *Journey to the Gifl keblr and Uweinat, Southwest Egypt*, *Geogr. J.*, Murch, pp. 80-81.
41. Hooke, J.M. (1977), "The Distribution and Nature of Changes in River Channel Patterns: The Example of Devon", in : Grogory K.J., ed., *River Channel Changes*, John Wiley & Sons, New york, pp. 265-279.
42. Hoyt, J.H. (1967), "Barrier Island Formation", *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 78, pp.1125-1136.
43. Inman, D.L & Guza, R.T. (1982) "The Origin of Swash Cusps on Beaches", *Marine Geology*, 49, p.133-148.
44. Keefer, D.K. (1984), "Landslides Caused by earthquakes", *Geol. Soc. Am.Bull.*, vol. 95, April, pp. 406-421.
45. Keller, E.A. (1972), "Development of Alluvial Stream channles: A Five -Stage Model" , *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol.83, May, pp.1531-1563.
46. Kemmerly Ph. R. & Toew, S.K. (1978), "Karst Depressions In A Time Context", *Earth Surface Processes*, vol. 3, pp.355-361.
47. Kemmerly, V. (1982), "Spatial Analysis of A karst depression population: Clues to Genesis", *Geol. Society of Am. Bull.*, vol.93,

pp. 1078-1086.

48. Kesseli, J.E., (1941), "Rock Streams in the Sierra Nevada, California", *Geogr. Review*, pp. 203-228.
49. King, C.A. (1972), *Beaches and Coasts*, 2ed., Edward Arnold, London.
50. King, H.W. J. (1918), "Study of A dune Belt", *The Geogr. Jour.*, No.1, Janu., pp. 16-33.
51. Kjerfve, B. & Magill (1989), "Geographic and Hydrodynamic Characteristics of Shallow Coastal Lagoons", *Marin Geology*, vol.88, pp.187-199.
52. Komar, P.D. (1971), "Nearshore Cell Circulation and the Formation of Giant Cusps", *Geol.Soc. A., Bull.*, vol. 82, sep. pp.2643-2650.
53. Komar, P.D. (1978), *Beach Processes and sedimentation*, prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
54. Kostaschuk, R.A. et al., (1986) "Depositional process and Alluvial Fan-Drainage Basin Morphometric Relationships Near Banff", *Earth Surface Processes and landforms*, vol., 11, pp. 471-484.
55. Lake Albert Dam, U.W.W.1, Numule Site 1944, Cross Sections on Baher El Gebl.
56. Landsberg, S.Y. (1956), "The Orientation of Dunes in Britain and Denmark In Relation to Wind", *The Geogr. Jour.*, part 2, June, pp. 176-189.
57. Langbein, W.B. & Schumm, S.A., (1958) "Yield of Sediment In Relation to Mean Annual Precipitation", *Transaction American Geophysical Union*, Vol.39, No.6, December, pp.1076-1084.
58. Lobeck, A.K. (1939), *Geomorphology; An Introduction to the Study of Landscapes*, McGraw-Hill Company, New York.
59. London, M.J.E. et al. (1982), "Geomorphology of the Middle Cauca Basin & Eastern Colombia", *Z. Geomorph. N.F.*, 26, No.3, pp.343-364.
60. Madigan C.T. (1936), "The Australian Sand-Ridge Deserts", *Geogr. Review*, Vol. XXVII, pp.205-227.
61. Mankhouse, F.J. & Small, J. (1978), *Dictionary of the Natural Environment*, Edward Arnold, London.
62. Marker, M.E. et al., (1983) "Karst Development on the Alexandria Limestones E. Cape Province, South Africa", *Z. Geomorph. N.F.*, 27, 1, pp. 21-38.
63. McCauley, J.F. (1973), "Mariner 9 evidence for wind Erosion in the Equatorial and Mid-Latitude Regions of Mars", *J. of Geophys. Res.*,

**Vol.78, No.20, July,10, pp.4123-4137.**

- 64. McKee, E.D. ed. (1979) A study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional paper, No.1052. U.S.A.**
- 65. Middleton, N. (1997), "Desert Dust", In : Thomas, D.G., ed. Arid zone Geomorphology, Process, Form and Change in drylands, 2<sup>nd</sup> ed., John Wiley & Sons, New York, pp.413-436.**
- 66. Milne, J.A. (1979), "The Morphological Relationships of Bends in Confined Stream Channels in Upland Britain", in : Pitty, A.F. (ed.), Geographical Approaches to Fluvial Processes, Univ. of East Anglia, Norwich, England, pp. 215-239.**
- 67. Monkhoues, F.J. (1971) Principles of Physical Geography, University of London Press LTD, London.**
- 68. Moore, G.T. & Asquith, D.O. (1971), "Delta, Term and Concept", Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 82, pp.2563-2567.**
- 69. Neal J.T. (1975), "Past Climates and Antecedent Lakes in Playa Basins", In : Neal (ed.) Playas and Dried Lakes Occurrence and Development, Bowden, Halsted Press, Library of Congress, pp. 1-8.**
- 70. Neal, J.T. & Matto, W.S. (1967), "Recent Geomorphic Changes in Playas of Western United States, Jour. Of Geol., Vol.75, No.5., pp.511-525.**
- 71. Neal, M.T. et al. (1968), "Giant Desiccation Polygons of Basin Playas", Geol. Soc. Am. Bull, v.79. pp. 69-90.**
- 72. Otvos , E.G. (1986). "Island Evolution and Stepwise Retreat; Late Holocene Transgressive Barriers, Mississippi Delta Coast – Limitations of A model", Marine Geol. Vol. 72, No.314.**
- 73. Owens, E. H. (1977), "Temporal Variations in Beach and Nearshore Dynamics", J.sed. Petrol., vol. 47, No.1, pp. 168-190.**
- 74. Park, C.C. (1977), "Man-induced Changes in Stream Channel Capacity", in : K.J. Gregory, River Channel changes, John Wiley & Sons, New York, pp.121-144.**
- 75. Parry D.E. & Wickers G.E. (1981), The Oases of Southern Darfur Sudan Republic", The Geogr. Jour., v. 147, No.3, pp. 307-320.**
- 76. Rachocki, A. (1981), Alluvial Fans, John Wiley & Sons, New York.**
- 77. Rendell, H. (1977), "Tectonic frameworks", In : Thomas, D.S.G. (ed.), Arid zone Geomorphology, Process, Form and Change in Drylands, 2<sup>nd</sup> ed., John Wiley & Sons, New York, pp. 13-24.**
- 78. Richards , K. (1982) , Rivers : Form and process In Alluvial Channels, Methuen, London.**
- 79. Robinson, A.H.W. (1980), "Erosion and Accretion Along Part of the**

- Suffolk Coast of East Anglia, England", *Marine Geology*, 37, pp. 133-146.
80. Russell, R.J. & McIntire W.G. (1965) "Beach cusps", *Geol.Soc. Am. Bull.*, vol.76, March, pp.307-302.
  81. Sharp, R.P. (1942), "Mudflow Levees", *Journal of Geomorphology*, No.3, oct., pp.222-227.
  82. Shaw, P.A. & Thomas, S.G. (1997), "Pans, Playas and Salt lakes", in : Thomas, D.G., *Arid Zone Geomorphology*, (eds.), 2<sup>nd</sup>. Ed., John Wiley & Sons, New York, pp. 293-318.
  83. Short, A.D., (1979) "Three Dimensional Beach-Stage Model", *J. of Geol.*, vol. 84, pp. 553-571.
  84. Small, R.J. (1985), *The Study of Landforms*, 2<sup>nd</sup> ed., Cambridge Univ. Press, Cambridge, London.
  85. Sonu, Ch.J. (1973), "Three- Dimensional Beach Changes", *J. Geol.*, vol.81,
  86. Stevenson, J.C. et al., (1988), "Sediment Transport and Trapping in March Systems: Implications of Tidal Flux studies", *Marine Geol.*, 80, pp. 37-59.
  87. Tarr, P.S. & Martin, L. (1914) *College Physicography*, The Macmillan Company, New York.
  88. Temeco, Inc (1983), *Pre-Feasibility Study Northern Nile River Barge System*, Sudan. April, Khartoum.
  89. Trudgill, S.T. (1977), "Problems in the Estimation of Short-Term Variations in Limestone Erosion processes", *Earth Surface Processes*, vol.2, pp.251-256.
  90. Tuttle, S.D. (1971), *Landforms and Landscapes*, W.M.C. : Brown Company Publishers, Dubuaua, Iowa.
  91. Twidale C.R. (1976), *Analysis of Landforms*, John Wiley and Sons, Sydney, Australasia.
  92. Uganda Survey, (1939) *Mutir stia*, 13/122/16.
  93. Verstappen (1960) "On the Geomorphology of Raised coral reefs and its Tectonic Significance", *zeitschrift für Geomorphologie*,. Band 4, Heft 1, Perlin, pp. 1-28.
  94. Whitney M.I. & Dietrich R.V. (1973), "Ventifact Sculpture by Windblown Dust", *Geol. Soc. A. Bull.*, Vol.84, August, pp.2551-2582.
  95. Williams, P.J. (1957), "Some Investigations Into Solifluction Features in Norway", *Geogr. Jour.*, vol. CXXIII, Part 1, March, pp.42-58.

96. Williams, P.W. (1985), "Subcutaneous Hydrology and the Development of Doline and Cockpit Karst", *Z. Geomorph. N.F.*, 29, 4, p.p.463-483.
97. Williams, W.W. (1960), *Coastal Changes*, Routledge & Kegan Paul, London.
98. Wilson I.G. (1973), "Ergs", *Sedimentary Geology*, 10, pp.77-106.
99. Wilson, J.G. (1972), "Aeolian Bedforms- their Development and Origins", *Sedimentology*, Vol.19, pp.173-210.
100. Wolman, M.G. & Miller, J.P. (1982), "Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes", in : Jonathan B. Laronne & M. Paul Mosley, eds. *Erosion and Sediment Yield*, Hutchinson, Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania, pp.13-33.
101. Worrall, G.A.(1974) "Observations on Some Wind-Formed Features in the Southern Sahara", *Z. Geomorphology. N.F.*,18, 3, pp. 291-302.
102. Wright, H.E. (1961), "Late Pleistocene Climate of Europe: "A Review", *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 72, June, pp. 933-984.
103. Wrigth L.D. & Coleman, J.M. (1973), "Variations in Morphology of Major River Discharge Regimes", *Am.. Soc. Petrol. Geo. Bull.*, vol. 57, pp.370-398.
104. Zittel, K.V. (1968), "The Law of Uniformity and Geologic Time", in "Wijte, J.E. (ed.) *Study of the Earth*, prentice-Hall of India private limited, New Delhi, pp.11-17.

## فهرس الموضوعات

رقم الصفحة	الموضوع
٢٤-٥	الفصل الأول : الجيومورفولوجيا : الفروع والمجالات.
٤٤-٢٥	الفصل الثاني: العمليات والأشكال التكتونية.
٦٢-٤٥	الفصل الثالث : عمليات التجوية وإعداد للصخر.
٧٦-٦٣	الفصل الرابع: عامل للجاذبية ولثرو في تشكيل السطح.
١٥٤-٧٧	الفصل الخامس : الأشكال والعمليات الفيضية.
٢٠٥-١٥٥	الفصل السادس : العوامل والعمليات الساحلية.
٢٦٠-٢٠٧	الفصل السابع : العمليات والأشكال للصحراوية (فعل الرياح)
٢٩٣-٢٦١	الفصل الثامن : التعرية بالمياه الباطنية.
٣١٢-٢٩٥	الفصل التاسع : التعرية الجليدية.
٣٢٣-٣١٣	قائمة للمراجع :
٣١٦-٣١٥	♦ المراجع العربية.
٣٢٣-٣١٧	♦ المراجع الأجنبية.
٣٢٤	فهرس الموضوعات



# أشكال السطح

## دراسة في أصول الجيومورفولوجيا

جودة فتحى التركمانى

أستاذ الجغرافيا الطبيعية  
كلية الآداب - جامعة القاهرة



دار الثقافة العربية  
القاهرة ٢٠١١

الطبعة الثالثة

Bibliotheca Alexandrina



0806060